Étude environnementale n° 25

L'océanographie physique de l'ouest de la mer de Baffin et du détroit de Lancaster

Programme des Affaires du Nord

D.B. Fissel, D.D. Lemon et J.R. Birch
Arctic Sciences Ltd.

Publication autorisée par l'honorable John C. Munro, C.P., député, Ministre des Affaires indiennes et du Nord, Ottawa, 1981.
QS-8293-000-FF A1
N° de catalogue R71-19/25-1981F
ISNB 0-662-91457-0

Ce rapport a été produit au titre d'un contrat conclu avec Pétro-Canada, dans le cadre de l'Étude du milieu marin de l'est de l'Arctique. Les opinions, conclusions et propositions qu'il contient sont celles des auteurs et ne sont pas nécessairement partagées par Pétro-Canada ou par le Ministère.

Contribution canadienne au Programme de l'Unesco sur l'Homme et la biosphère (MAB).

This publication is also available in English.

RESUME DE L'ETUDE

Introduction

En 1978 et 1979, ARCTIC SCIENCES LTD. a exécuté un programme d'étude de l'océanographie physique du détroit de Lancaster et de la mer de Baffin pour le compte de Pétro-Canada. Ce programme faisait partie de l'Etude du milieu marin de l'est de l'Arctique (EMMEA), entreprise mixte industrie-gouvernement touchant les domaines de la biologie, de l'océanographie, de la météorologie et de la glaciologie. Le présent rapport porte sur le volet océanographie physique du programme.

Les études océanographiques décrites ici visaient à rassembler des données pour l'évaluation de l'impact environnemental des forages exploratoires dans le détroit de Lancaster et la mer de Baffin. Il fallait étudier en détail la circulation océanique générale dans l'ouest de la mer de Baffin et le détroit de Lancaster. Bien que des travaux particuliers à certains sites aient été entrepris, l'objet premier du programme était d'augmenter la masse des données existantes sur la circulation dans cette région.

Etudes sur le terrain

Après l'examen détaillé des résultats d'études océanographiques déjà menées dans cette région, une grande campagne de recherche océanographique a été conçue puis exécutée de juillet à octobre 1978 et de juillet à octobre 1979, à bord d'un navire affrété, le M.V. Theron. L'objectif global de cette campagne était d'établir une base de données permettant de décrire la circulation moyenne, ainsi que ses variations dans le temps et dans l'espace. Dans de nombreuses parties de la région étudiée, les courants n'avaient jamais été mesurés directement auparavant.

Cette campagne peut être divisée en plusieurs éléments, résumés au Tableau 1. Les données obtenues et les méthodes utilisées dans chaque élément sont décrites minutieusement dans des rapports distincts.

En 1978, le secteur étudié s'étendait depuis l'entrée nord du détroit de Jones jusqu'aux environs de la limite sud de la mer de Baffin (la Figure 1 montre la position des stations CTD* et des courantomètres). En outre, 15 dériveurs de surface poursuivis par satellite ont été mis à l'eau à l'est de l'île Devon et dans l'est du détroit de Lancaster. Les courantomètres déployés en octobre 1978 ont été récupérés en juillet 1979 à quatre endroits au large de l'entrée du détroit de Lancaster et à un endroit au large de la côte

---

* CTD: Conductivity, Temperature, Depth (conductivité, température, profondeur). Ce sigle, employé dans tout le texte, désigne une méthode ou un dispositif de mesure de ces trois paramètres.

est de l'île de Baffin. Pendant l'été 1979, le programme de recherche a été augmenté par des mesures CTD dan tout le nord de la mer de Baffin, par la mise à l'eau de stations CTD dans le détroit de Jones et par la poursuite d'un dériveur et des mesures CTD dans l'ouest et le centre du détroit de Lancaster (voir Figure 2). De plus, des études océanographiques des zones littorales ont été effectuées à partir des campements côtiers du cap Warrender, dans l'île Devon, et du cap Fanshawe, dans l'île Bylot, et une étude a été menée en mer, au large du cap Hay, dans l'île Bylot. A la lumière des résultats obtenus pendant l'été 1978, on a modifié la campagne de 1979 dans l'est du détroit de Lancaster et au large de la côte est des îles Devon et Bylot afin de mieux étudier la circulation intense, mais relativement étroite, qu'on y observait.

Propriétés de l'eau

D'après les résultats cumulés des études déjà effectuées dans cette région, la distribution horizontale et verticale des propriétés de l'eau (température, salinité et densité) a déjà été bien définie. Sur le plan vertical, les eaux de l'ouest de la mer de Baffin et du détroit de Lancaster peuvent être divisées en trois strates (Muench, 1971):

a) les eaux arctiques, caractérisées par des températures et des salinités peu élevées (respectivement 0 à -1,8°C et 31 à environ 34°/oo). En général, la profondeur de cette strate varie entre 200 et 300 m dans la mer de Baffin et le détroit de Lancaster.

b) les eaux atlantiques, caractérisées par des températures et des salinités plus élevées (respectivement à 0 à 2°C et 34,2 à 34,5°/oo). Cette strate est généralement située entre la limite inférieure des eaux arctiques et une profondeur de 600 ou 700 m dans le détroit de Lancaster - et de 1200 ou 1300 m dans le nord de la mer de Baffin.

c) les eaux des grands fonds, caractérisées par de basses températures (0 à 0,4°C), et une salinité presque constante (34,48°/oo). Cette strate est située entre la limite inférieure des eaux atlantiques, dans la mer de Baffin, et le fond de la mer.

Cette description sommaire de la répartition verticale des eaux est généralement conforme aux données CTD obtenues au cours de la présente étude.

Cependant, les nouvelles données témoignent de changements de la structure de la colonne d'eau qui méritent d'être décrits plus en détail. Notamment, il faut réviser les données de Muench (1971) sur les 75 premiers mètres de la colonne d'eau et l'interface eaux arctiques - eaux atlantiques. La stratification des eaux dans ces zones étant plus complexe qu'on ne l'avait estimé précédemment, il faut la décrire plus en détail.

La partie supérieure de la strate des eaux arctiques est la partie de la colonne d'eau située entre la surface et la limite des eaux soumises à de grandes variations spatiales et temporelles sous l'influence de phénomènes de surface comme le rayonnement solaire, le brassage dû aux vents et la fonte des glaces. Ces processus de modification produisent une couche superficielle très variable sur la masse uniformément froide des eaux arctiques. La gamme des températures et des salinités observées est très vaste dans la couche supérieure. D'après les mesures CTD effectuées en 1978 et 1979, les températures variaient entre -1,8 et 3°C ou plus, et les salinités entre 20 et 32,5°/oo dans la région étudiée.

La portion uniforme, brassée par le vent, de la zone supérieure a une profondeur variable, de nulle dans le cas d'une pycnocline atteignant la surface, jusqu'à 80 m. La profondeur moyenne de cette portion était de 13,5 (± 12) m. Au large, où cette zone supérieure est moins sensible à l'advection produite par les forts courants côtiers, celle-ci conserve habituellement un caractère mixte et sa profondeur semble augmenter sous l'influence des vents pendant toute la saison des eaux libres. Même si l'on observe de grandes variations de température dans la couche superficielle, celles-ci ont peu d'effet sur la stratification de densité, qui dépend principalement de la répartition de la salinité. En conséquence, la stratification de densité dans la couche supérieure est difficilement influençable une fois qu'elle a subi un brassage, sauf dans les régions côtières où les courants peuvent favoriser l'introduction de masses d'eau de salinité différente ou plus douce par suite de la fonte des glaces.

La zone de transition située entre la strate des eaux arctiques froides et celle des eaux atlantiques, de température et de salinité plus élevées, est le siège de nombreuses variations de la température de l'eau. Elle comprend de nombreuses couches secondaires de température relativement uniforme, dont les interfaces sont caractérisées par d'importants gradients thermiques verticaux. Habituellement, l'épaisseur de ces couches secondaires varie entre six et trente mètres et les différences de température inter-couches atteignent 0,5°C. Cette situation complexe semble se manifester sous une très petite échelle si l'on examine les profils verticaux de la salinité, probablement dû aux stations CTD (les circuits de mesure de la conductivité) qui ne réagissaient pas assez rapidement aux brusques variations verticales des températures. Ce gradient thermique complexe n'a pas été décelé à toutes les stations et il ne montrait pas de caractère spatial discernable, puisque suivre la distribution des eaux atlantiques s'avère à être une tendance générale.

Circulation en surface et près de la surface

La strate des eaux arctiques est importante parce qu'elle est fréquentée par la glace de mer, les icebergs et, probablement, par des nappes de pétrole. La glace de mer et le pétrole sont surtout confinés dans la partie supérieure de cette strate, tandis que les icebergs atteignent les eaux arctiques proprement dites.

Tableau 1 Liste des rapports de données définitifs pour les campgnes de 1978 et 1979 et courtes description des masses de données.

N° du rapport	Type de données	Auteur(s) du rapport	Masses de données 1978	1979
1	Courants sous-marins	D.B. Fissel et G.R. Wilton	41 séries chronologiques d'observations (30 complètes et 11 partielles) pendant l'été Automne 1978 - printemps 1979: 16 séries chronologiques d'observations (15 complètes et 1 partielle)	46 séries chronologiques d'observations (38 complètes et 8 partielles) pendant l'été
2	Dériveurs poursuivis par satellite	D.B. Fissel	Trajectoires de 15 dériveurs	Trajectoires de 34 dériveurs
3	Conductivité, température et profondeur (CTD)	D.D. Lemon	193 profils (85 stations)	328 profils (144 stations)
4	Profils du courant	D.B. Fissel et J.R. Birch	152 profils (50 stations)	26 profils (26 stations)
5	Données sur le milieu littoral	J.R. Birch	Aucune donnée sur le milieu littoral (N.B.: 4 suiveurs de nappes de pétrole ont été lancés à partir des sites de forages situés au large des îles Philpots et Bylot et poursuivis pendant 24 heures.)	Cap Warrender: 33 trajectoires de suiveurs de nappes de pétrole 16 profils CTD Cap Fanshawe: 16 trajectoires de suiveurs de nappes de pétrole 8 profils CTD 1 registre de station d'observation météorologique Cap Hay: 2 trajectoires de suiveurs 4 profils CTD
6	Niveaux des eaux	J.R. Birch	Données recueillies du 22 août 1978 au 12 mai 1979 dans la baie Johnson.	

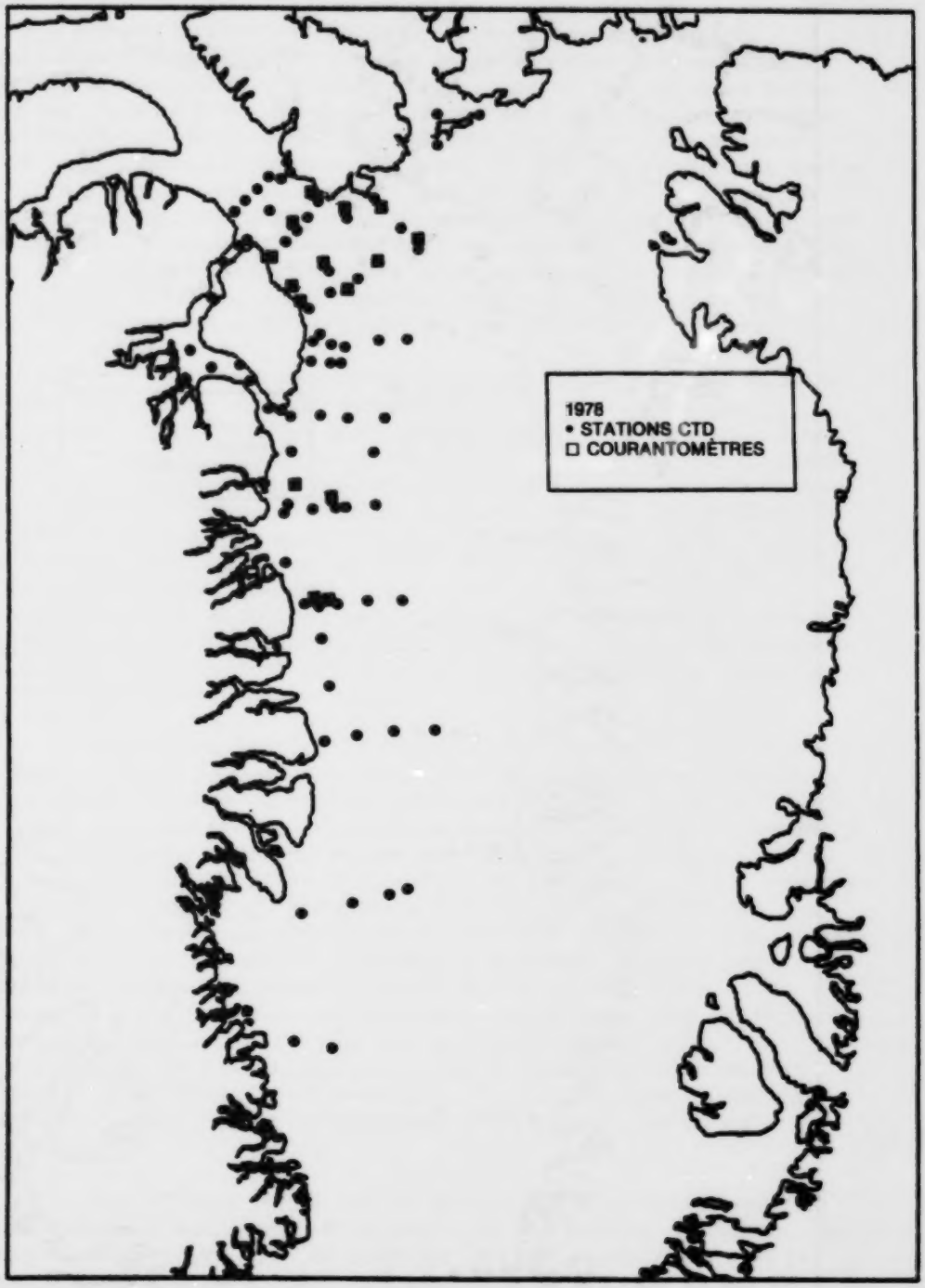


Figure 1 Position des courantomètres et des stations CTD en 1978.

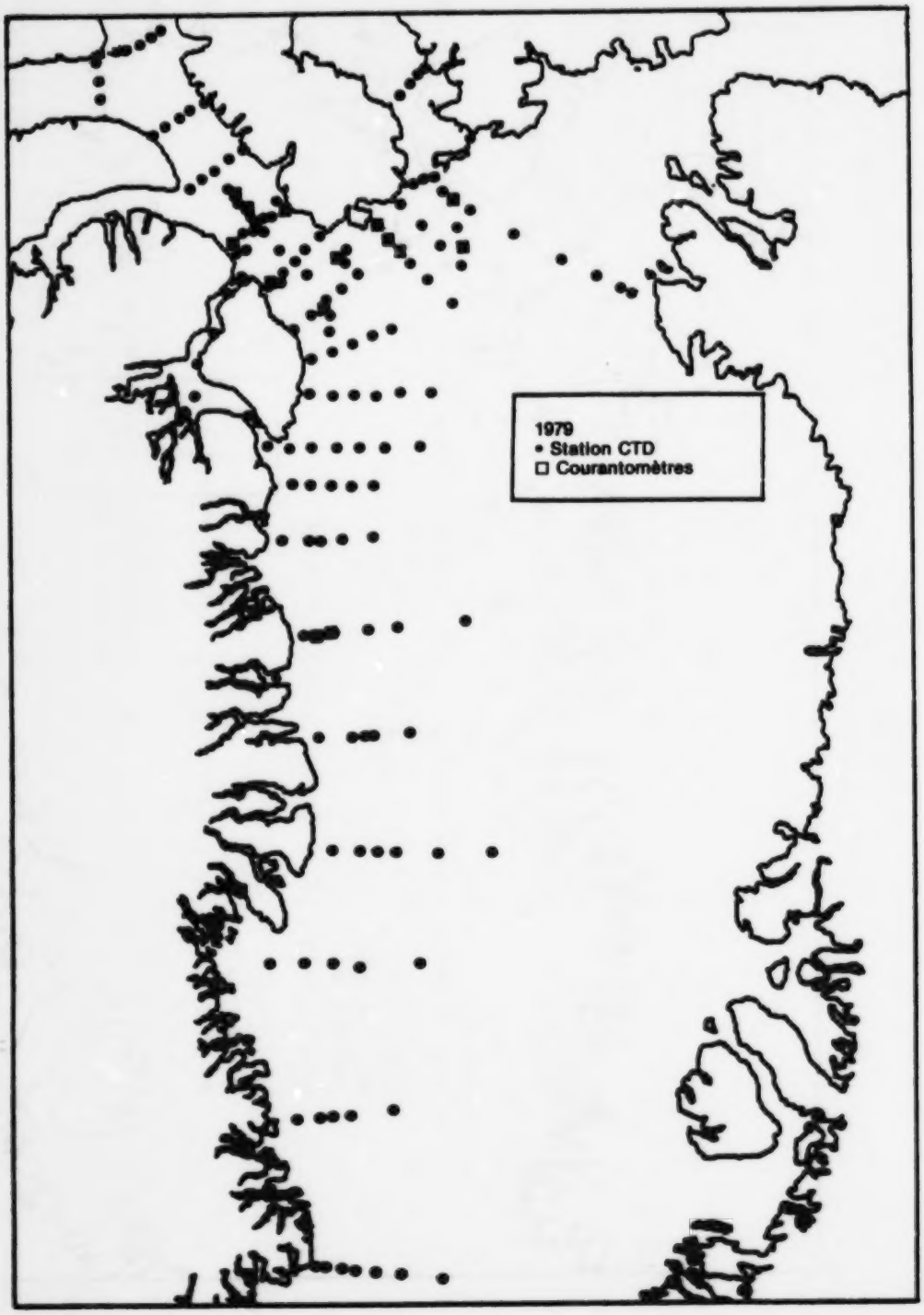


Figure 2 Position des courantomètres et des stations CTD en 1979.

A partir des données obtenues pendant les étés 1978 et 1979, on a dressé une carte montrant les principales caractéristiques de la circulation en surface et près de la surface (voir Figure 3). La valeur des vecteurs du courant en un point donné est établie en fonction de la moyenne des observations effectuées à ce point. Il importe de se rappeler que, presque partout, l'intensité du courant varie selon un facteur d'au moins deux par rapport à la moyenne. Les courants quasi-permanents sont représentés par des flèches sombres dont les dimensions varient selon leur intensité moyenne, mais leur valeur peut également varier considérablement dans le temps. Dans le cas qui nous occupe, la direction de ces courants varie rarement par plus de 30°, mais leur vitesse peut dépasser plusieurs fois la moyenne. Les courants, qui sont transitoires mais reviennent constamment, sont représentés par les flèches blanches, tandis que les endroits où les courants varient constamment sont indiqués par des symboles spéciaux.

Il est à noter que cette carte se limite à la circulation près de la surface, dérivée des données suivantes: données courantométriques obtenues aux niveaux les plus élevés, soit à une profondeur nominale de 35 m; données sur les vitesses des courants captées par les dériveurs poursuivis par satellite, dont la drague flotte à une profondeur de quatre à onze m; cartes des profondeurs dynamiques par rapport au niveau de 300 décibars, dressées à partir des données CTD. La carte illustrée à la Figure 3 n'est pas un état exhaustif de toutes les caractéristiques possibles de la circulation, mais plutôt un simple résumé des courants les plus marquants. Certains secteurs de la région étudiée nécessiteraient une présentation plus détaillée qu'il est possible de le faire avec une carte montrant toute la région.

Pour mieux décrire la circulation, on a déterminé plusieurs régions ou zones secondaires dans lesquelles les courants semblent être dominés par une caractéristique particulière. Dans la Figure 3, les limites de ces régions sont indiquées par de larges lignes légèrement ombrées, tandis que les régions mêmes sont indiquées par des chiffres encerclés. De plus, les parties sombres correspondent aux zones s'étendant à moins de dix kilomètres des côtes. Cela permet de différencier les zones hauturières des zones littorales. La largeur de la zone littorale est quelque peu arbitraire puisque la présente étude était limitée à des observations sur trois sites littoraux. Néanmoins, des différences importantes semblent évidentes des points de vue suivants: accroissement des variations spatiales de petite échelle et du mouvement des marées, et déplacements dus aux régimes locaux des vents qui peuvent varier sensiblement dans toutes les zones littorales.

Dans l'ouest de la mer de Baffin, la circulation dans la strate des eaux arctiques est dominée par le courant de Baffin, de sens sud-est (Figure 3). Ce courant, qui est produit surtout par l'entrée des eaux de l'océan Arctique dans le nord de la mer de Baffin par les détroits de Smith, de Jones et de Lancaster, gagne le

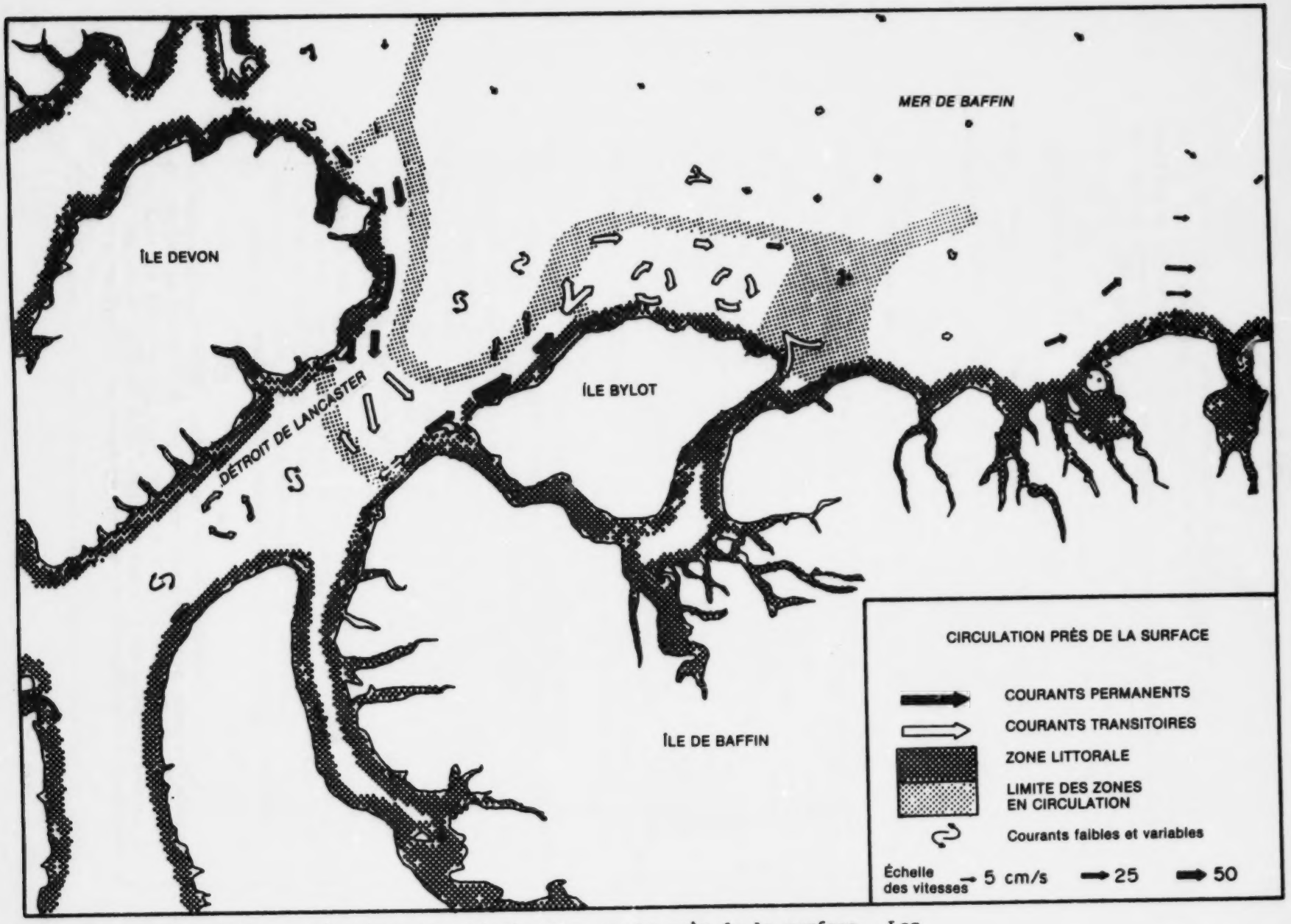


Figure 3 Représentation schématique des principaux courants près de la surface. Les chiffres encerclés désignent les zones de circulation secondaires.

détroit de Davis en longeant la côte ouest de la mer de Baffin en direction sud-est. Il est plus fort près de la côte qu'au milieu de la mer: les vitesses les plus grandes sont généralement observées à moins de 100 km du rivage. Bien que sa trajectoire nette soit de sens sud-est, le courant de Baffin est caractérisé par plusieurs perturbations, dont certaines sont transitoires et d'autres, plus ou moins permanentes. Celle qui est peut-être la plus frappante est le courant intrusif intense, mais relativement étroit, dans l'est du détroit de Lancaster. On présente ci-dessous un résumé, sur une base régionale, des principales caractéristiques dans la région étudiée, en commençant par l'extrême-nord.

Au large de l'entrée du détroit de Jones, la circulation est dominée par un courant sortant de sens sud-est qui gagne la mer de Baffin par le détroit Lady Anne. La vitesse du courant côtier, qui se manifeste près de la surface au large de la côte nord-est de l'île Devon, peut atteindre jusqu'à 60 cm/s. Plus au large, la direction des courants varie, et le courant net, de sens sud-ouest, atteint une vitesse d'environ 10 cm/s près de la surface.

Plus au sud, au large de l'île Philpots, le courant s'intensifie pour atteindre environ 25 km de largeur, et son centre se situe 20 à 25 km à l'est de cette île. Pendant l'été, le débit de surface dans le noyau du courant est d'environ 40 cm/s, mais parfois de 60 cm/s. La vitesse du courant diminue selon la profondeur: elle est d'environ cinq cm/s à 250 m. Au large de l'île Philpots, il peut se produire des inversions près de la limite du courant qui se trouve du côté du littoral. En 1979, dans le même secteur, la limite du courant qui donnait sur le large était caractérisée par des méandres de grande échelle. Certains indices permettent également de croire que cette caractéristique existait l'année précédente.

Au sud-est de l'île Philpots, le courant bifurque et converge vers le sud-ouest, puis s'intensifie juste à l'est du cap Sherard. On observe des vitesses atteignant 100 cm/s là où ce courant contourne le cap, à 20 km environ au large.

Dans l'est du détroit de Lancaster, la circulation est dominée par le flux d'eau provenant de l'est de l'île Devon, qui gagne le détroit par le nord. Ce flux traverse le détroit en direction sud, à des distances de 35 à 75 km de son entrée est et se manifeste de nouveau dans la mer de Baffin, le long de la côte nord-ouest de l'île Bylot, en présence d'un faible courant sortant de direction sud dans le goulet de Navy Board. Le courant intrusif est généralement plus rapide près de la surface, soit 75 cm/s à une profondeur de quatre à onze m. Sa vitesse diminue selon la profondeur: 50 cm/s à 40 m, 25 cm/s à 250 m et 14 cm/s à 500 m. Ce courant se manifeste souvent jusqu'au fond du détroit de Lancaster dans le secteur est, où la profondeur est inférieure à 800 m.

Ce courant intrusif est une caractéristique permanente de la circulation estivale dans l'est du détroit de Lancaster. Il pouvait être observé en tout temps pendant les campagnes de 1978 et 1979, lorsqu'on pouvait effectuer suffisamment de mesures. L'examen des registres de données océanographiques de la région indique l'existence permanente de ce courant dans la circulation dérivée pendant huit des neuf années pour lesquelles on dispose de suffisamment de données.

Le courant intrusif connaît d'importantes variations spatiales et temporelles. L'examen de l'ensemble de données détaillées de 1979 indique que ce courant traverse le détroit de Lancaster de deux manières différentes, soit en direction sud-est vers la côte nord-ouest de l'île Bylot, soit en direction sud ou sud-ouest vers la péninsule de Borden. Les données recueillies par Fissel et Wilton pendant l'été 1978 corroborent cette hypothèse. Le courant intrusif alterne entre ces deux directions, mais il persiste dans l'une ou l'autre pendant plusieurs jours.

Le courant au large de la péninsule de Borden est caractérisé par une circulation complexe qui résulte apparemment de la rencontre du courant intrusif et des eaux arctiques coulant dans le détroit de Lancaster à partir de l'ouest. Faute d'observations suffisamment détaillées de cette région, il a été impossible de décrire complètement la circulation qui s'y manifeste. Toutefois, on a pu observer un courant de sens est au milieu du détroit, un tourbillon anticyclonique au large de la péninsule de Borden, un courant d'est le long de la côte de cette même péninsule et une boucle anticyclonique s'étendant depuis la pointe nord-ouest de la péninsule de Borden jusque dans la moitié nord du détroit de Lancaster.

Le courant intrusif semble élargir au fur et à mesure qu'il traverse le détroit. Dans le nord, sa largeur instantanée peut être de 10 km seulement, mais au fur et à mesure qu'il traverse le détroit, sa largeur maximale augmente jusqu'à 15 à 30 km. Ce courant peut s'élargir davantage à sa sortie du détroit, au large de l'île Bylot, présumément à cause de l'effet complémentaire du courant en provenance de l'ouest du détroit.

À certains points fixes dans l'est du détroit de Lancaster, les variations temporelles de la circulation sont dominées par les grands courants. Au large de la côte sud de l'île Devon, les courants du débit intrusif ont une direction constante et une vitesse relativement stable. Au milieu du détroit, les variations de courant sont caractérisées par de longues périodes (10 à 30 jours), qui correspondent à l'alternance des directions du courant intrusif. Les variations temporelles du courant sortant, au nord de l'île Bylot, sont relativement grandes: celui-ci semble varier considérablement sur des distances relativement courtes, de l'ordre de 10 km.

Les courants intrusifs sont associés à des fronts océaniques, comme l'indiquent les profils des propriétés de l'eau. Ces fronts, qui reflètent les forts gradients de densité horizontaux compensant à peu près la force de Coriolis produite par le courant intrusif, les accompagnent pendant tout l'été. Ils sont un des facteurs qui favorisent l'accroissement des déplacements verticaux dus à la réduction de la stratification. Ces fronts augmentent peut-être la montée des substances nutritives et, donc, la productivité biologique.

A l'est du courant intrusif, la circulation qui se manifeste au large, à l'entrée du détroit de Lancaster, est caractérisée par de faibles courants désordonnés d'une vitesse de 10 à 20 cm/s. Puisque le flux est extrêmement irrégulier, le mouvement net des eaux de surface est faible et semble orienté vers le sud et l'est, car tous les dériveurs ont quitté la région dans ces directions. Les vitesses des courants diminuent généralement jusqu'à environ huit cm/s à une profondeur de 250 à 750 m, et leur direction, plus stable, est plutôt de l'ouest.

Le fort courant de sens est qui se manifeste du côté sud du détroit de Lancaster, dans le secteur est, longe la côte nord de l'île Bylot et s'en détache habituellement à la hauteur du cap Liverpool. A cet endroit, le courant bifurque vers le sud-est, le long du littoral, puis vers le nord-est, mais sa direction la plus habituelle est l'est. Plus loin en aval, il se dirige vers le sud-est, parallèlement à la côte est de l'île Bylot, mais habituellement à une distance de 30 à 50 km de celle-ci. Ces conditions sont souvent perturbées par la présence d'importants méandres (60 à 70 km), qui sont souvent associés à des contre-courants de direction nord qui s'opposent au courant de direction sud. Dans cette zone hauturière, il peut se produire des tourbillons d'échelle moins importante, d'un diamètre de sept à seize km, dans un sens ou dans l'autre. Entre la côte et le courant de sens sud-est, on observe souvent des tourbillons anticycloniques d'un diamètre d'environ 20 km. Leur période de rotation est de 40 à 50 heures en moyenne. A l'extérieur de cette zone, il se manifeste des tourbillons plus petits, dans un sens ou dans l'autre, dont la période est plus longue, soit de 55 à 65 heures.

Une fois rendu à l'extrémité sud de l'île Bylot, le courant de direction sud-est s'oriente vers l'ouest, en direction de l'entrée du goulet de Pond. Ce changement de direction se produit généralement au-dessus d'une montagne sous-marine située à la limite sud-est du plateau de l'île Bylot, ce qui porte à croire que la topographie de ce plateau peu profond exerce une certaine influence sur le courant.

Au sud du goulet de Pond, le courant de Baffin, de direction sud-est, domine la circulation dans l'ouest de la mer de Baffin, tout le long de la côte de l'île du même nom. Des courants de direction sud à est ont été observés sur différentes distances à partir de la côte; un satellite a poursuivi des dériveurs de surface vers le sud-est à partir de la côte, sur une distance de deux à 230 km. L'axe du courant se trouve à la limite du plateau continental et au-dessus des parties les plus abruptes de la pente continentale. Dans l'axe du courant, la vitesse moyenne est d'environ 30 cm/s près de la surface, et elle dépasse parfois 60 cm/s. Plus loin au large, les vitesses diminuent: d'après les données transmises par les dériveurs de surface, la vitesse la plus courante semble être de 10 cm/s à la limite extérieure de la pente continentale, bien qu'on y observe parfois des vitesses beaucoup plus élevées, jusqu'à 40 cm/s. Le courant du large a tendance à onduler quelque peu sur des distances de 35 km perpendiculairement au courant, qu'il suit sur des distances de 40 à 120 km. La configuration des méandres n'est pas permanente, elle varie selon le temps et l'endroit.

La circulation subit des influences topographiques le long du plateau et de la pente continentaux au large de l'île de Baffin, si l'on en croit la façon dont l'axe du courant suit les lignes des pentes. Au-dessus des plateaux, le débit net est réduit: la vitesse moyenne est de 12 à 20 cm/s. La vitesse des courants au-dessus du plateau peut être considérable: c'est le courantomètre numéro 11, situé au-dessus du plateau, qui a enregistré la vitesse la plus grande dans cette région, soit 85 cm/s. Toutefois, les courants qui surmontent le plateau sont plus variables que ceux observés au-dessus de la pente continentale; leurs mouvements nets sont donc réduits.

Dans l'ouest et le centre du détroit de Lancaster, la circulation varie considérablement à l'ouest du courant intrusif. Le courant net est de sens est dans tout le détroit, mais il change de direction selon l'endroit. Parfois, les courants de direction est sont confinés à la partie sud du détroit, alors qu'en d'autres occasions, ils se produisent également en son centre. Etant donné ces variations spatiales et temporelles, le réseau d'observation utilisé en 1979 n'était pas assez dense pour détecter la persistance d'un courant net de sens est. Les mouvements de direction ouest observés dans la partie nord du détroit n'étaient jamais continus ni réguliers à l'est de 88°W. La caractéristique la plus permanente de la circulation dans cette région semble être un fort courant côtier (60 cm/s) de direction sud-est, au large de l'île Prince-Léopold, associé à un courant intrusif cyclonique à destination et en provenance du nord du goulet du Prince-Régent. Certains indices, moins évidents toutefois, montrent la présence d'un courant intrusif comparable dans l'entrée du goulet de l'Amirauté et de forts courants de direction sud-est au-delà du cap Crauford. Les courants

qui se produisent au milieu du détroit, au nord de la presqu'île de Brodeur, sont souvent, mais pas toujours, caractérisés par d'importants tourbillons cycloniques ou anticycloniques. D'après les résultats des observations de 1979, ces tourbillons avaient un diamètre moyen de 26 (± 4) km et une période moyenne de 6 (± 2) jours. Des tourbillons semblables, mais un peu plus vastes, ont été observés en 1977 (Fissel et Marko, 1978).

Dans la voie d'eau qui borde l'île Bylot à l'ouest et au sud, soit dans le réseau goulet de Navy Board - détroit d'Eclipse - goulet de Pond, le courant net a tendance à sortir du détroit de Lancaster pour gagner l'île de Baffin à l'est du goulet de Pond.

La vitesse caractéristique des courants près de la surface est de 20 à 30 cm/s. On dispose de peu de données sur le détroit d'Eclipse, mais un dériveur a indiqué la présence de courants respectivement de sens est et ouest des côtés nord et sud du détroit, et de courants d'orientation nord-sud à ses deux extrémités. Dans le goulet de Pond, trois dériveurs ont signalé la présence d'une circulation en provenance de la mer de Baffin, dont la pénétration maximale correspondait à une distance de 36 km. Le courant entrant le long de la côte nord du goulet était de sens ouest, tandis que le courant sortant longeait la côte sud; leur vitesse caractéristique était de 12 à 28 cm/s.

Les grandes quantités d'eau douce qui entrent dans le détroit d'Eclipse par suite de la fonte des glaces de mer et du ruissellement terrestre peuvent engendrer une circulation estuarienne. Etant donné que, selon les observations, l'eau a tendance à se déplacer vers le sud puis vers l'est dans le goulet de Navy Board, le détroit d'Eclipse et le goulet de Pond, il semble probable que l'eau douce quitte le détroit d'Eclipse par le goulet de Pond.

Deux dériveurs à drague ont signalé un courant entrant par l'extrémité est du détroit de Lancaster, près de la surface, à partir du goulet de Navy Board. Toutefois, puisque beaucoup d'autres dériveurs ont franchi l'entrée est du détroit de Lancaster sans entrer dans le goulet de Navy Board, le courant de direction sud entrant dans ce goulet ne semble constituer qu'une petite partie des courants sortant par ce secteur.

Variations temporelles de la circulation

Outre les variations spatiales déjà décrites, la circulation est également soumise à de grandes variations temporelles dans la région étudiée. Pendant la saison des eaux libres, en été, les changements les plus importants ont tendance à être liés aux variations synoptiques, aux oscillations inertielles et aux courants de marées diurnes et semi-diurnes.

Dans les secteurs de la région étudiée qui sont dominés par une forte circulation, comme le courant de Baffin, les autospectres des séries chronologiques des relevés courantométriques indiquent que les variations synoptiques représentent au-delà de la moitié des

variations totales observables. Le pic spectral produit par des changements synoptiques est très variable (il correspond à des périodes de deux à 90 jours), et les variations les plus fortes se produisent généralement sur des périodes de trois à 30 jours. On observe souvent des pics isolés dont la valeur se situe à peu près dans le haut du spectre, mais ces phénomènes ne sont habituellement pas importants du point de vue statistique, car ces longues périodes - longues par rapport à la période d'observation - rendent difficile l'établissement d'une moyenne de bande.

Les courants de marées diurnes et semi-diurnes varient considérablement dans toute la région étudiée, mais à une fréquence moins élevée que les variations synoptiques. D'après les analyses harmoniques des relevés de courantomètres, les courants de marée sont relativement faibles: la vitesse maximale calculée des plus grandes composantes des courants de marées, qu'elles soient diurnes (K_1) ou semi-diurnes (M_2), ne dépasse jamais huit cm/s à n'importe quel site de courantomètre situé à l'extérieur de la zone littorale. Etant donné les disparités entre les zones où les composantes K_1 et M_2 étaient élevées, les courants de marée les plus forts au large, représentés comme la somme de ces deux grandes composantes, ont une vitesse de huit à dix cm/s, et non supérieure à 12 cm/s. Près de la côte, ces courants peuvent être beaucoup plus forts. Une marée interne K_1 au large du cap Hay peut atteindre une vitesse de 15 cm/s près de la surface. Au cap Crauford, sur la presqu'île de Brodeur, un courantomètre placé en eaux peu profondes a relevé des courants de marée (composantes K_1 et M_2 combinées) d'une vitesse de 38 cm/s.

Les oscillations inertielles sont des variations de courant qui se produisent à la fréquence inertielle de deux sin $\emptyset$ révolutions par jour sidéral, $\emptyset$ étant la latitude. Sous leur forme la plus simple, les oscillations inertielles sont des mouvements circulaires dans le sens horaire dans l'hémisphère nord. Dans la région étudiée, ces oscillations sont parfois beaucoup plus fortes que les oscillations locales dues à la marée semi-diurne. Habituellement, la vitesse de ces oscillations près de la surface est de 10 à 20 cm/s, et jusqu'à 30 cm/s. La présence de ces oscillations est évidente à une profondeur de quatre à onze m, d'après les données transmises par les dériveurs, et de 35 m, d'après les relevés de courantomètres. A des profondeurs de 250 m ou davantage, leur amplitude est tellement réduite qu'il est difficile de les distinguer de manière fiable des variations des marées. Les grandes oscillations inertielles semblent donc confinées aux eaux arctiques, dans les limites et juste au-dessous de la zone supérieure.

Il est très évident que les propriétés des oscillations inertielles observées à ces profondeurs sont liées aux vents de surface locaux. Elles se manifestent de manière intermittente, à peu près en même temps que les variations synoptiques des vents (trois à dix jours) et, pendant les périodes où les vents étaient particulièrement intenses, comme le 19 août 1979, elles ont été observées en de nombreux endroits. La durée des oscillations inertielles est habituellement de quatre à sept jours.

La récupération de cinq courantomètres sous-marins ayant fonctionné pendant toute la période de l'englacement a permis de déterminer pour la première fois la vitesse et les variations spatiales de la circulation dans le nord-ouest de la mer de Baffin selon les saisons. Les données fournies par des courantomètres déployés à des profondeurs nominales de 35 à 125 m ont permis de relever d'importantes variations des courants, des températures et des salinités dans la strate des eaux arctiques selon les saisons. La vitesse des courants mesurés diminuait pendant la période de l'englacement et les valeurs minimales ont été observées entre février et mai. Les variations des courants selon les saisons, à des profondeurs égales ou supérieures à 250 m, étaient plus ou moins grandes selon l'endroit: à une station, des variations ont été observées jusqu'à 750 m, tandis qu'à une autre, les seules différences importantes ont été décelées à 250 m. En général, l'ampleur des changements de température et de salinité selon les saisons était inversement proportionnelle à la profondeur. A la profondeur nominale de 400 m, les variations des moyennes mensuelles étaient inférieures à la marge d'erreur des mesures.

Circulation littorale

Jusqu'à maintenant, la description de la circulation dans la région étudiée a surtout porté sur le régime hauturier dont les eaux sont relativement profondes et ne touchent pas la côte. Pendant la présente étude, des recherches océanographiques ont été effectuées à partir de campements situés en trois endroits sur la côte. Les résultats de ces recherches indiquent que la circulation littorale diffère à certains égards de celle des régions hauturières voisines. La circulation littorale se manifeste habituellement sur une distance d'environ 10 km à partir du littoral. La circulation dans cette zone est souvent complexe et caractérisée par des phénomènes de faible étendue spatiale, notamment des mouvements de caractère tourbillonnaire d'une étendue typique de 5 km accompagnés de forts cisaillements latéraux.

Les courants forts de la zone hauturière contribuent grandement aux courants qui attaquent le régime côtier adjacent. Néanmoins, les phénomènes côtiers exerçaient également une influence sur les forts cisaillements latéraux qui se manifestent dans toute la zone littorale et sur les petits contre-tourbillons qui pourraient se produire parfois dans les couches linites latérales.

Au large du cap Warrender, les vents variaient grandement selon la distance à partir de la côte, de telle sorte que les vents du littoral n'étaient pas représentatifs de ceux observés à quelques kilomètres au large. De même, dans l'Arctique, de forts vents peuvent se lever par endroits au large de certaines vallées glaciaires et d'autres indentations de la côte est accidentée. Ces vents pourraient influer sur la circulation dans la partie limitrophe de la zone littorale.

Les courants de marée, qui peuvent être importants dans les zones littorales, peuvent être intensifiés par les marées internes en réaction aux mouvements tidaux de surface qui poussent les eaux littorales stratifiées au-dessus des gradients bathymétriques. L'existence de ces effets est indiquée par les relevés de courantomètres et les données captées par les dériveurs à drague près du cap Warrender, ainsi que par les courantomètres mouillés près du cap Hay. On a constaté que dans les deux secteurs, les effets des marées K_1 étaient plus importants que ceux observés dans les zones littorales voisines.

Les quantités d'eau douce d'origine locale peuvent également avoir un grand rôle à jouer dans la circulation littorale. L'apport en eau douce, par suite de la fonte des glaces de mer ou du ruissellement terrestre, produit une mince couche saumâtre qui recouvre une couche d'eau arctique de salinité encore plus élevée. Il se forme des vagues internes d'une période d'environ 10 minutes à l'interface. De plus, les gradients de densité latéraux produits par la concentration littorale des eaux de salinité moins élevée peuvent engendrer des courants géostrophiques. Mais il est impossible d'obtenir un bilan géostrophique simple en raison de la présence d'autres facteurs d'entraînement dans la région. Toutefois, les mouvements dans la direction du courant géostrophique pourraient contribuer au courant net.

L'une des caractéristiques les plus frappantes de la circulation littorale était la présence de courants de direction opposée aux forts courants de la zone hauturière adjacente. On a observé de telles inversions aux trois sites côtiers. Celles-ci ne semblent pas permanentes, mais elles reflètent la variabilité des mécanismes d'entraînement.

Les données recueillies à ces trois sites peuvent permettre de prévoir les conditions dans d'autres secteurs de la zone littorale. Il importe de constater que les connaissances actuelles sur les processus littoraux sont loin d'être exhaustives. Cela est évident lorsqu'on examine les données sur la circulation dérivées pour les environs du cap Warrender, où l'on a recueilli les plus grands ensembles de données sur la région littorale. De toute évidence, il faut pousser l'étude des processus complexes inhérents au régime littoral.

Remerciements

Cette étude a été financée par PETRO-CANADA et constitue un élément majeur du programme EMMEA (Etude du milieu marin de l'est de l'Arctique), entreprise multidisciplinaire conjointe de l'industrie et du gouvernement.

Nombreux sont ceux et celles qui nous ont aidés à mener notre étude à bien. Nous tenons particulièrement à remercier ici:

- MM. G. Glazier, H. Hume et les docteurs R. Wallace, E.B. Bennet et J.M. Semples de Petro-Canada de leur indéfectible soutien et de leur assistance.

- Allen Milne et Brian Smiley, de l'Institut des sciences océaniques, de leur aide dans la coordination initiale de l'étude et de leur support.

- Les capitaines Kjell Maro et George Parnell, le premier maître Karl Egert, le chef mécanicien Frank Daw, tous les officiers et membres d'équipage du M.V. Theron de leur dévouement au cours des deux longues croisières faites dans la mer de Baffin en 1978 et 1979.

- George Koenig, Ray Shurmer, Sandy McKenzie et Paul Idlout de Petro-Canada pour leur soutien logistique à partir de Pond Inlet, dans les Territoires du Nord-Ouest.

- Le Dr. C. Mason, et MM. A.J. Hartling et Pat Keenan, de l'Institut océanographique de Bedford, de leurs explications sur l'utilisation des courantomètres Aanderaa dans les régions arctiques.

- MM. W.S. Huggett, A. Stickland et R. Bigham, de l'Institut des sciences océaniques, de leurs précieux conseils sur l'ancrage des courantomètres.

- Dr. A. Sekerak, R.A. Buchanan, M. Bradstreet, W. Cross, D. Thompson et les autres membres de L.G.L. Environmental Research Associates de leur collaboration et de leur aide dans l'organisation des opérations à bord du M.V. Theron et dans les camps de base, ainsi que de leur assistance dans l'analyse des résultats physico-biologiques.

- M. H. Serson, du Centre de recherches pour la défense/ Pacifique, pour le prêt de certains équipements et certaines explications fort opportunes.

- Dr. P. Greisman, anciennement de Arctic Sciences Ltd., pour ses intéressantes analyses et pour la préparation de la version initiale de certaines parties du troisième chapitre de ce rapport, sur l'histoire de l'océanographie physique.

- Gary Wilton, de Arctic Sciences Ltd., pour la façon dont il a organisé le travail sur le terrain et assuré la collecte des données.

- Colin Foster, Doug Knight et Doug Say, de Arctic Sciences Ltd., pour le soin qu'ils ont mis à analyser l'énorme quantité de données océanographiques recueillies au cours de cette étude.

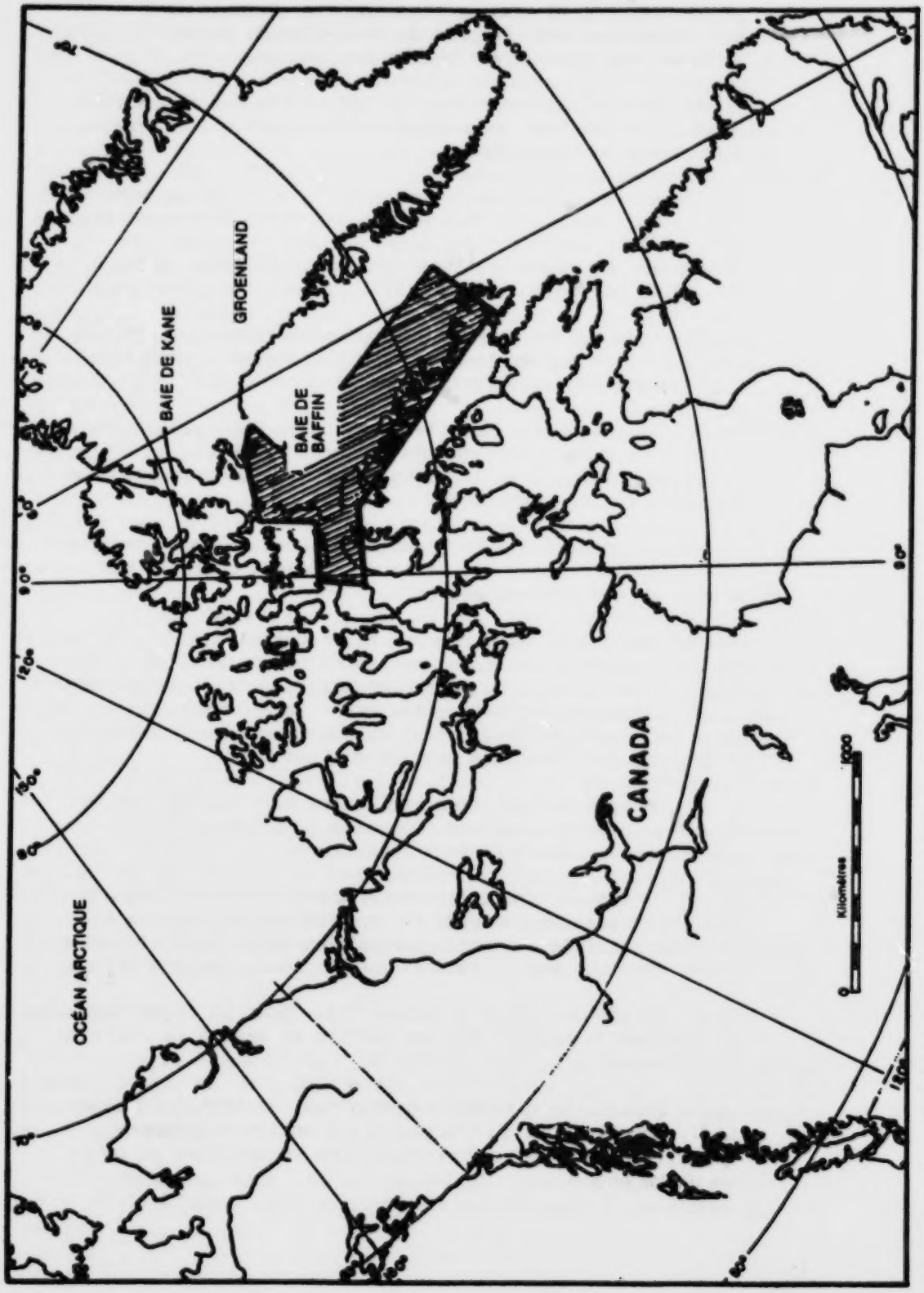


Figure 1-1: Carte de l'Arctique canadien montrant la région à l'étude

TABLE DES MATIERES

		Page
	RESUME	i
	REMERCIEMENTS	xvi
	LISTE DES FIGURES	xxiv
	LISTE DES TABLEAUX	xxxviii
1.	INTRODUCTION	1
2.	CADRE PHYSIQUE	4
	2.1 Bathymétrie	4
	2.2 Manteau glaciel	4
	2.3 Régime des vents	6
3.	HISTORIQUE	6
	3.1 Introduction	6
	3.2 Premiers explorateurs	7
	3.3 Etudes scientifiques, 1860-1970	9
	3.4 Recherches scientifiques, 1971-1979	18
4.	PROGRAMMES D'OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE EXECUTES SUR PLACE - 1978 ET 1979	22
	4.1 Données des courants subsuperficiels	23
	4.2 Données des dériveurs suivis par satellite	28
	4.3 Mesurages des conductivités, températures et profondeurs (CTD)	29
	4.4 Mesurages des profils de courant	31
	4.5 Mesurages des niveaux de l'eau	35
	4.6 Etudes d'océanographie physique des fonds côtiers	35
5	RESULTATS	37
	5.1 Introduction	37
	5.2 Régimes de circulation dans la tranche supérieure d'eau	41
	5.2.1 Secteur de la limite nord	42
	- Données antérieures	44
	- Observations de 1978 et 1979	44

PAGE

5.2.2 A l'est de l'île Devon 51

- Données de l'été 1979 51
- Données de l'été 1978 60
- Résumé 62

5.2.3 Intrusion du courant dans l'est du détroit de Lancaster 62

- Introduction 62
- Données des dériveurs poursuivis par satellite 62
- Modèles de circulation déduits des données CTD de 1978 et 1979 69
- Données des courantomètres - Répartition des courants subsuperficiels 73
- Circulation des eaux au large de la péninsule de Borden 79
- Variations temporelles 86
- Largeur du courant intrusif 92
- Profondeur du courant intrusif 95
- Structures frontales 98
- Résumé 101

5.2.4 Zone désordonnée centrale 102

- Circulation superficielle - été 1979 103
- Courants subsuperficiels - été 1979 et 1978 106
- Données CTD 113
- Résumé 113

5.2.5 Zone tourbillonnaire à l'est de l'île Bylot 113

- Introduction 113
- Configuration générale de la circulation 114
- Observation des tourbillons à l'est de l'île Bylot 125
- Résumé 132

5.2.6 A l'est de l'île de Baffin 132

- Bathymétrie et englacement 132
- Circulation établie d'après les dériveurs 133
- Configuration de la circulation établie d'après les données CTD 137
- Données des courantomètres 143
- Résumé 146

PAGE

5.2.7 Secteurs ouest et centre du détroit de Lancaster 148

- Introduction 148
- Circulation superficielle - résultats antérieurs à 1979 148
- Circulation en surface - données de 1979 149

5.2.8 Goulet de Navy Board - Détroit d'Eclipse - Goulet de Pond 162

- Résultats obtenus à partir des dériveurs à drague 168
- Profils des courants en 1979 169
- Ancrage de courantomètres en 1979 169
- Résumé 171

5.3 Circulation des eaux atlantiques dans le détroit de Lancaster 172

5.3.1 Introduction 172
5.3.2 Circulation des eaux atlantiques 172

5.4 Courants de marée 182

5.4.1 Hauteurs de la marée 186
5.4.2 Précision de l'analyse des courants de marée 186
5.4.3 Courants de marée M_2 189
5.4.4 Courants de marée K_1 192
5.4.5 Marées internes 195
5.4.6 Courants de marée dans les zones littorales 197
5.4.7 Résumé 197

5.5 Oscillations inertielles 197

5.5.1 Introduction 197
5.5.2 Techniques d'analyse 198
5.5.3 Oscillations inertielles - station 78-13 200
5.5.4 Oscillations inertielles au large de la côte est de l'île de Baffin 204
5.5.5 Oscillations inertielles au large de la côte est de l'île Devon 209
5.5.6 Oscillations inertielles dans l'est du détroit de Lancaster 211
5.5.7 Oscillations inertielles mesurées d'après les trajectoires des dériveurs de surface 214
5.5.8 Résumé 217

PAGE

5.6 Circulation littorale 218

5.6.1 Introduction 218
5.6.2 Méthodes 219
5.6.3 Zone littorale voisine du cap Warrender 219

- Effets des vents 224
- Effets des marées 224
- Circulation superficielle 226
- Propriétés de l'eau 228
- Résumé 233

5.6.4 Zone littorale voisine du cap Fanshawe 234

- Données bathymétriques 234
- Propriétés de l'eau 234
- Circulation superficielle 239
- Résumé 239

5.6.5 Zone littorale voisine du cap Hay 240

- Circulation en surface 240
- Propriétés de l'eau 243
- Résumé 243

5.6.6 Résumé des caractéristiques de la circulation littorale 243

5.7 Variations saisonnières 248

5.7.1 Variations saisonnières dans les courants 248
5.7.2 Variations saisonnières de température et de salinité 251

5.8 Variations annuelles de la circulation en surface 257

5.8.1 Détroit de Lancaster 257
5.8.2 Côte de l'île de Baffin 271

5.9 Masses d'eau 274

5.9.1 Introduction 274
5.9.2 Zone supérieure 274
5.9.3 L'interface eaux arctiques-eaux atlantiques 285

		PAGE
6.	ANALYSE	289
7.	BIBLIOGRAPHIE	294
	ANNEXE	300

LISTE DES FIGURES

FIGURE		PAGE
1-1	Carte de l'Arctique canadien montrant la région à l'étude.	xviii
1-2	Nom de lieu dans a) la région du détroit de Lancaster et b) la région de la mer de Baffin.	2-3
2-1	Bathymétrie de l'île de Baffin et des étendues d'eau adjacentes.	5
3-1	Trajectoires de plusieurs navires emprisonnés dans les glaces et de l'expédition d'exploration des floes du Polaris (Smith 1931). Les vitesses nettes moyennes sont données pour les segments principaux de chacune des trajectoires.	8
3-2	Hauteurs dynamiques calculées par rapport au niveau de 1 500 décibars de l'expédition de 1928 du Godthaab et de celle de 1940 du Northland.	13
3-3	Emplacement des stations de courantomètres déployés dans le détroit de Lancaster en 1974 et 1977.	20
3-4	Trajectoires des dériveurs poursuivis par satellite déployés pendant l'été de 1977 (Fissel et Marko 1978).	20
4-1	Emplacements des points d'ancrage des courantomètres pendant l'été 1978. Les stations indiquées par un 0 ont fonctionné d'octobre 1978 à juillet 1979 et ont été ensuite récupérées.	24
4-2	Emplacements des points d'ancrage des courantomètres pendant l'été 1979.	25
4-3	Périodes de fonctionnement et profondeurs nominales des instruments pour chaque point d'ancrage de courantomètre a) au cours de l'été 1978 et de l'hiver 1978-1979, b) au cours de l'été 1979.	26-27
4-4	Dates et positions de déploiement des dériveurs suivis par satellite en 1978 et 1979.	30
4-5	Emplacements des stations CTD en 1978.	32
4-6	Emplacements des stations CTD en 1979.	33

FIGURE		PAGE
4-7	Emplacements des stations de mesurage des profils de courant en 1978.	34
4-8	Emplacements des stations de mesurage des profils de courant en 1979.	34
4-9	Emplacements des zones de fonds côtiers étudiés au cours de l'été 1979 et du limnigraphe utilisé d'août 1978 à mai 1979.	36
5.1-1	Spectres de l'énergie cinétique des courants à a) la station 2 (35 m), b) la station 2 (125 m), c) la station 8a (35 m), d) la station 10 (35 m) et e) la station 13 (35 m).	39-40
5.2-1	Représentation schématique des principales caractéristiques de circulation dans la tranche supérieure d'eau. Les chiffres encerclés identifient les sous-secteurs de circulation.	43
5.2.1-1	Ligne 2, structure des températures et des salinités, été 1979	46
5.2.1-2	Température et salinité à cinq mètres de profondeur dans le secteur de la limite nord, du 18 au 22 août 1979.	47
5.2.1-3	Courbe de la température en fonction de la salinité - Stations 1C, 1F et 2G, 1979.	48
5.2.1-4	Coupe verticale des températures et des salinités dans les 100 premiers mètres du détroit Lady Anne et du détroit des Glaciers, les 20 et 21 août 1979.	49
5.2.1-5	Trajectoire du dériveur 1976 du 18 au 26 août 1979.	50
5.2.2-1	Gradient vertical de température de la ligne 3 allant d'est en ouest au large de l'île Philpots, 24-27 juillet 1979.	52
5.2 2-2	Hauteur dynamique (en cm dynamiques), été 1979. iveau de référence de 300 dbar.	53
5.2.2-3	Carte détaillée de la bathymétrie de la mer de Baffin à l'est de l'île Devon et emplacements des stations des courantomètres de 1979. Les profondeurs sont données en mètres.	54

FIGURE		PAGE
5.2.2-4	Vitesses des courants quasi-superficiels mesurées par des dériveurs poursuivis par satellite, traversant deux sections au large de l'île Devon en 1979.	57
5.2.2-5	Composante de sens nord à 35 m de profondeur, mesurée au filtre passe-bas aux stations C et D.	58
5.2.2-6	Coefficient de corrélation croisée (R) par rapport au décalage en jours pour les composantes de sens nord mesurées aux stations C et D à 35 m de profondeur.	58
5.2.2-7	Vitesses des courants quasi-superficiels mesurées par des dériveurs poursuivis par satellite, traversant deux sections au large de l'île Devon en 1978.	61
5.2.3-1	Zones contenant les trajectoires des dériveurs de 1979 divisées selon deux modes. Les zones hachurées dans les deux sens représentent des zones communes aux deux modes. Les zones hachurées simples représentent les trajectoires de quatre dériveurs qui sont sortis du courant principal.	64
5.2.3-2	Vitesses des courants quasi-superficiels, mesurées par des dériveurs poursuivis par satellite, à travers trois sections transversales du courant intrusif. Les vitesses sont présentées séparément pour chaque mode de déplacement du courant. Le symbole (*) représente les vitesses des dériveurs déployés dans l'ouest et le centre du détroit de Lancaster.	65
5.2.3-3	Trajectoires des dériveurs poursuivis par satellite, mis à l'eau en 1978. Les limites de la banquise dérivante près du moment de l'observation sont également indiquées.	69
5.2.3-4	Anomalies de hauteur dynamique (en décimètres dynamiques) par rapport au niveau 300 dbar pour quatre périodes d'observations CTD en 1979: 1) 18-19 juillet, 2) 29 juillet-3 août, 3) 2-4 septembre et 4) 14-23 septembre.	70
5.2.3-5	Anomalies de hauteur dynamique (en décimètres dynamiques) par rapport au niveau 300 dbar pour les observations CTD de 1978.	72

FIGURE		PAGE
5.2.3-6	Comparaison des vitesses simultanées des dériveurs et des courantomètres supérieurs pour des intervalles de 6 km ou moins.	74
5.2.3-7	Répartition directionnelle des courants subsuperficiels à 35 m d'après les courantomètres ancrés en 1977, 1978 et 1979.	76
5.2.3-8	Etudes de cas de vitesses observées simultanément par les dériveurs et les courantomètres supérieurs 1979, indiquant les caractéristiques d'un courant intrusif du premier mode.	81
5.2.3-9	Etude de cas de données recueillies simultanément par les dériveurs et les courantomètres supérieurs 1979, illustrant a) les déplacements giratoires anti-cycloniques au large de la péninsule de Borden, b) et c) les caractéristiques d'un courant intrusif du second mode.	82
5.2.3-10	Etudes de cas de vitesses observées simultanément par les dériveurs et les courantomètres 1979, du 3 au 9 septembre, illustrant les caractéristiques d'un courant intrusif passant du premier au second mode.	83
5.2.3-11	Représentation schématique des configurations répétées de circulation dans l'est du détroit de Lancaster.	85
5.2.3-12	Mode de configuration du courant intrusif en 1979 selon les données d'observation.	88
5.2.3-13	Courants traités par filtrage passe-bas, mesurés aux stations 77-1 et 77-3 par les courantomètres supérieurs.	89
5.2.3-14	Portion des basses fréquences des spectres automatiques obtenus pour la série chronologique des données des courantomètres supérieurs, à des emplacements de l'est du détroit de Lancaster. Chaque bande spectrale compte 10 degrés de liberté.	90
5.2.3-15	Trajectoires simultanées des dériveurs de 1979.	93
5.2.3-16	Valeurs des spectres et des spectres combinés des courantomètres supérieurs aux stations L et M situées au large du nord-ouest de l'île Bylot. Le niveau significatif de 95% pour les valeurs de la cohérence est indiqué.	94

FIGURE		PAGE
5.2.3-17	Profils verticaux moyens des courants intrusifs mesurés aux points d'ancrage 4, 6, L et M. Les lignes horizontales représentent les valeurs extrêmes des courants après qu'un filtre passe-bas ait été appliqué pour éliminer les variations des fréquences journalières et plus élevées.	96
5.2.3-18	Cisaillement dû aux différences de vitesse géostrophique, calculé à partir des données CTD normalisées, mesurages courantométriques simultanés directs à 500 m de profondeur.	97
5.2.3-19	Vitesses après filtrage passe-bas, mesurées à la station H à 35, 250 et 500 m de profondeur.	99
5.2.3-20	Formation de structures frontales dans le courant intrusif, d'après les données CTD accumulées du 23 août au 3 septembre 1979.	100
5.2.4-1	Vitesses vectorielles moyennes pour les régions quadrillées dans la zone désordonnée centrale, à partir des données de 1979.	104
5.2.4-2	Trajet du dériveur 1980 pendant l'été 1979.	105
5.2.4-3	Trajets des dériveurs depuis 1979, illustrant l'entrée dans la zone désordonnée centrale à partir de l'efflux du détroit de Lancaster.	107
5.2.4-4	Anomalies de hauteur dynamique (en cm dynamiques) par rapport au niveau de 300 dbar a) du 31 août au 2 septembre 1979 (avec le trajet du dériveur 1976) et b) du 20 au 30 septembre 1979 (avec le trajet du dériveur 1982).	108
5.2.4-5	Trajets des dériveurs 1976, 1980 et 1983 laissant la zone désordonnée centrale, superposés à l'anomalie de hauteur dynamique, 3-4 septembre 1979.	109
5.2.4-6	Mouvements des dériveurs 1975, 1977, 1979 et 1980 du 18 au 23 août 1979, pendant et après le passage d'une violente tempête.	110
5.2.4-7	Répartition directionnelle des courants situés à une profondeur de 35 m aux stations de mesure 7, 9, 10 et N.	111

FIGURE		PAGE
5.2.4-8	Températures en surface (°C à 5 m), du 29 juillet au 4 août 1979.	112
5.2.5-1	Bathymétrie à l'est de l'île Bylot (échelle 1:200 000). La profondeur est en mètres.	116
5.2.5-2	Topographie de la surface par rapport au niveau de 300 dbar, 1979.	117
5.2.5-3	Topographie de la surface par rapport au niveau de 300 dbar, 1979.	118
5.2.5-4	Configuration complexe des trajets des dériveurs et des vitesses moyennes, 12-30 août 1979.	119
5.2.5-5	Configuration complexe des trajets des dériveurs et des vitesses moyennes, 31 août au 12 septembre 1979.	120
5.2.5-6	Configuration complexe des trajets des dériveurs et des vitesses moyennes, 13 septembre au 29 octobre 1979.	121
5.2.5-7	Trajectoires des dériveurs 1977 et 1983 indiquant le contre-courant du large et de direction nord.	123
5.2.5-8	Trajectoires des dériveurs 1962 et 1982 indiquant le contre-courant du large et de direction nord.	123
5.2.5-9	Trajectoires des dériveurs dans tout le secteur à l'est de l'île Bylot en 1978.	124
5.2.5-10	Trajet du dériveur 1066 jusqu'au-delà de l'île Bylot en 1977.	126
5.2.5-11	Trajet du dériveur 1958, 12 au 24 septembre 1979.	129
5.2.5-12	Emplacement et forme des tourbillons révélés par les trajectoires des dériveurs en 1979.	131
5.2.6-1	Bathymétrie de la mer de Baffin au large de la côte est de l'île de Baffin.	134
5.2.6-2	Courants quasi-superficiels mesurés par des dériveurs de 1978 et 1979 dans trois sections à l'est de l'île de Baffin. Les vitesses marquées d'un (*) ont été mesurées pendant la formation de glace nouvelle.	136

FIGURE		PAGE
5.2.6-3	Vitesses calculées d'après le vecteur moyen à partir des données de dériveurs de 1979 au large de la côte est de l'île de Baffin.	138
5.2.6-4	Trajectoires des dériveurs au large de la côte sud-est de l'île de Baffin ainsi que la bathymétrie simplifiée.	140
5.2.6-5	Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de 300 dbar selon les données CTD de 1979.	141
5.2.6-6	Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de 300 dbar selon les données CTD de 1978.	142
5.2.6-7	Trajectoires des dériveurs de 1975, 1979 et 1980 situées loin au large en été 1979.	144
5.2.6-8	La distribution directionnelle des données des courantomètres à des profondeurs nominales de 35 m au large de la côte est de l'île de Baffin, août-septembre 1978.	145
5.2.7-1	Courants superficiels dans le secteur ouest du détroit de Lancaster, tels que calculés par a) Bailey (1957) et b) Collin (1962).	150
5.2.7-2	Vitesses vectorielles moyennes de toutes les mesures effectuées en 1979 dans la portion est du détroit de Parry. Les moyennes vectorielles sont obtenues en traçant des rectangles de 0,2 degré de latitude et 0,8 degré de longitude (Fissel et Marko, 1978).	151
5.2.7-3	Configuration dynamique de la surface par rapport à la courbe de niveau de 175 dbar, du 24 août au 6 septembre 1979. L'écart entre les courbes de niveau est de 2 cm (hauteur dynamique).	153
5.2.7-4	Section t, ligne 7, 24 août 1979.	154
5.2.7-5	Section t, ligne 7, 13 septembre 1979.	154
5.2.7-6	Graphique de l'ensemble des vitesses vectorielles moyennes des dériveurs du 12 août au 29 octrobre 1979.	156

FIGURE		PAGE
5.2.7-7	Vitesses moyennes des dériveurs: a) du 23 au 30 août, b) du 31 août au 12 septembre et c) du 13 septembre au 29 octobre 1979.	157-158
5.2.7-8	Trajectoires des dériveurs, a) du 23 au 30 août, b) du 31 août au 12 septembre et c) du 13 septembre au 29 octobre 1979.	160-161
5.2.7-9	Mouvements giratoires décrits par les dériveurs en 1979.	163
5.2.8-1	Bathymétrie du goulet de Navy Board, du détroit d'Eclipse et du goulet de Pond, établie à partir de la carte 7220 du Service d'hydrographie du Canada. Les profondeurs sont en mètres.	164
5.2.8-2	Salinités à 1 m, a) 15-16 août 1979 et b) 10-12 septembre 1979.	165
5.2.8-3	Températures à 1 m, a) 15-16 août 1979 et b) 10-12 septembre 1979.	166
5.2.8-4	Trajectoires des dériveurs dans le goulet de Navy Board, le détroit d'Eclipse et le goulet de Pond, en 1979.	167
5.2.8-5	Données de courantomètres profileurs, 10-12 septembre 1979 à 4,6 m et 38 m.	170
5.3-1	Gradient thermique longitudinal au centre du détroit de Lancaster à plus de 100 m de profondeur, d'après les données CTD recueillies en août 1979.	173
5.3-2	Courant vectoriel moyen aux stations de mesure dans la moitié nord de la région considérée. Les chiffres encerclés indiquent le numéro de la station, tandis que ceux entre parenthèses représentent le facteur de stationnarité (voir texte) par ordre de croissance des profondeurs. Chaque vecteur est accompagné de la profondeur moyenne.	174
5.3-3	Répartition horizontale de la température à 500 m, été 1978.	177
5.3-4	Courants vectoriels moyens et distribution directionnelle à 500 m, été 1979.	178

FIGURE		PAGE
5.3-5	Gradients thermiques à la ligne 4 a) 18 juillet 1979, b) 30 juillet 1979, c) 2 septembre 1979 et d) 19-21 septembre 1979.	179-180
5.3-6	Série chronologique de températures à a) la station M, 450 m de profondeur et b) la station L, 500 m de profondeur, 1979.	181
5.3-7	Gradients thermiques verticaux le long du détroit de Lancaster a) 19-22 juillet 1979, b) 29 juillet-4 août 1979 et c) 13-29 septembre 1979.	183-184
5.3-8	Séries chronologiques de températures a) à la station H, 500 m de profondeur, b) à la station J, 550 m de profondeur et c) à la station K, 500 m de profondeur, 1979.	185
5.4-1	Hauteurs de marée des composantes M_2 et K_1 dans la mer de Baffin, d'après Godin (1966).	187
5.4-2	Ellipses du courant de marée M_2 selon les données courantométriques.	191
5.4-3	Ellipses du courant de marée K_1 selon les données courantométriques.	194
5.4-4	Variations dans la vitesse des courants de marée K_1 avec la profondeur et l'éloignement de la côte nord-ouest de l'île Bylot.	196
5.5-1	Période d'oscillations inertielles en fonction de la latitude.	199
5.5-2	Fonction de transfert du filtre passe-bande semi-diurne utilisé dans l'analyse des oscillations inertielles.	201
5.5-3	Station 13, 35 m de profondeur, données de la série chronologique du courantomètre: a) données sur les courants analysés par le filtre passe-bande, b) courant tidal semi-diurne prévu et c) différence entre a) et b) où dominent les oscillations inertielles.	202
5.5-4	Diagramme vectoriel progressif des oscillations inertielles calculées pour la station 13, à 35 m de profondeur, du 9 au 14 septembre 1978.	203

FIGURE		PAGE
5.5-5	Pourcentage excédentaire des vitesses des oscillations inertielles à a) la station 13, à 35 m de profondeur et b) la station 13, à 250 m de profondeur.	205-206
5.5-6	Relevé des composantes boréales analysées par le filtre passe-bande semi-diurne à 35 m de profondeur, aux stations 11, 13, 14 et 15, en 1978.	208
5.5-7	Relevé des composantes septentrionales analysées par le filtre passe-bande semi-diurne à 35 m et à 125 m de profondeur aux stations 11 et 14, en 1978.	210
5.5-8	Comme à la Figure 5.5.-3, courants mesurés à 35 m de profondeur, à la station D, en 1979.	212
5.5-9	Relevé des composantes de l'est analysées par le filtre passe-bande semi-diurne aux stations C, D et E.	213
5.5-10	Relevé des composantes des courants analysées par le filtre passe-bande semi-diurne à 35 m et à 500 m de profondeur, à la station J.	215
5.5-11	Trajectoires de deux dériveurs poursuivis par satellite pendant et immédiatement après de forts vents du 18 au 20 août 1979. Des oscillations inertielles sont évidentes dans les trajectoires des deux dériveurs.	216
5.6.3-1	Zone littorale voisine du cap Warrender et trajectoires de trois dériveurs qui ont quitté le parcours habituel du courant intrusif.	221
5.6.3-2	Illustration composée, à partir d'images satellites, des déplacements de vastes floes dans le détroit de Lancaster, les 20, 21 et 22 juin 1974.	222
5.6.3-3	Trajectoires des suiveurs de nappes de pétrole, le 1er août 1979.	222
5.6.3-4	Courants de marée prévus à la station G, d'après les résultats de l'analyse harmonique.	223
5.6.3-5	Trajectoire du dériveur 1984, du 13 au 16 août 1979.	225

FIGURE		PAGE
5.6.3-6	Données captées par le courantomètre G à 42 m: a) composante est-ouest; b) composante est-ouest prévue des marées; c) différence entre a) et b) (correspondant aux variations de courant indépendantes des marées); d) hauteur prévue des marées selon les relevés du maréomètre de la baie Johnson.	225
5.6.3-7	Carte composée de toutes les trajectoires des suiveurs de nappes de pétrole du 25 juillet au 6 août 1979. Les effets des vents et des courants de marée ont été soustraits.	227
5.6.3-8	Trajectoires des suiveurs de nappes de pétrole le 14 août 1979. Les valeurs représentées sont en cm/s.	227
5.6.3-9	Trois langues du glacier Cunningham, entre les caps Warrender et Shérard. Photo prise en 1959 à 30 000 pi, offerte par la Photothèque nationale de l'air, Ottawa.	229
5.6.3-10	Profil CTD établi à une station située à 8 km à l'est du cap Warrender, à 2 km de la côte, le 7 août 1979.	230
5.6.3-11	Distribution des températures et des salinités en surface, au large du cap Warrender, les 6 et 7 août 1979.	231
5.6.3-12	Profil vertical des températures et des salinités dans la région couverte par le segment A-A' montré à la Figure 5.6.3.-11.	232
5.6.4-1	Trajectoires des dériveurs à drague près de la zone d'étude du cap Fanshawe.	235
5.6.4-2	Profil des températures à la station située au large du cap Fanshawe, le 29 août 1979.	236
5.6.4-3	Gradient vertical des températures au large du cap Fanshawe.	237
5.6.4-4	Carte composée des trajectoires des suiveurs de nappes de pétrole dans la zone d'étude des environs du cap Fanshawe. On voit également la trajectoire du dériveur à drague 1974.	238

FIGURE		PAGE
5.6.4-5	Déplacement des glaces côtières à la hauteur du cap Fanshawe et trajectoires des suiveurs de nappes de pétrole, le 22 août 1979.	241
5.6.5-1	Trajectoires des dériveurs passant près de la zone littorale voisine du cap Hay.	242
5.6.5-2	Zone littorale voisine du cap Hay. Photographie aérienne prise le 28 août 1958 à 30 000 pieds d'altitude. Photothèque nationale de l'air, Ottawa.	244
5.6.5-3	Trajectoires de deux suiveurs de nappes de pétrole au large du cap Hay, le 6 septembre 1979.	245
5.6.5-4	Gradient vertical de température et de salinité le long de la section indiquée à la Figure 5.6.5.-3.	246
5.7-1	Vitesses vectorielles moyennes mensuelles d'après des données courantométriques obtenues d'août 1978 à juillet 1979. L'orientation des vecteurs est indiquée par la direction du nord géographique dans chaque graphique.	250
5.7-2	Les courants mesurés à la station 2 après avoir été soumis au filtre passe-bas afin d'éliminer les variations de fréquences quotidiennes et supérieures.	252
5.7-3	Températures moyennes mensuelles fournies par les données courantométriques recueillies d'août 1978 à juillet 1979. Les chiffres qui accompagnent chaque série chronologique indiquent la profondeur moyenne réelle du courantomètre.	254
5.7-4	Salinités moyennes mensuelles fournies par les données courantométriques recueillies d'août 1978 à juillet 1979. Les chiffres qui accompagnent chaque série chronologique indiquent la profondeur moyenne réelle du courantomètre.	255
5.8-1	Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 2 au 12 août 1954, dans le détroit de Lancaster.	259
5.8-2	Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 23 septembre au 1er octobre 1956, dans le détroit de Lancaster.	259

FIGURE		PAGE
5.8-3	Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, le 20 août et du 18 au 15 septembre 1959, dans le détroit de Lancaster.	260
5.8-4	Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 15 au 24 septembre 1960, dans le détroit de Lancaster.	260
5.8-5	Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 13 au 19 septembre 1961, dans le détroit de Lancaster.	261
5.8-6	Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 2 au 7 octobre 1962, dans le détroit de Lancaster.	261
5.8-7	Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 3 au 7 octobre 1963, dans le détroit de Lancaster.	262
5.8-8	Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 24 juillet au 6 août 1970, dans le détroit de Lancaster.	262
5.8-9	Topographie dynamique de la surface par rapport à 500 dbar, 1966 (Muench, 1971), dans le détroit de Lancaster.	263
5.8-10	Topographie dynamique de la surface par rapport à 500 dbar, du 17 au 25 septembre 1960, dans la partie ouest de la mer de Baffin.	268
5.8-11	Topographie dynamique de la surface par rapport à 500 dbar, du 15 septembre au 2 octobre 1961, dans la partie ouest de la mer de Baffin.	268
5.8-12	Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de référence de 500 dbar, du 5 au 16 octobre 1962, dans la partie ouest de la mer de Baffin.	269
5.8-13	Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de référence de 500 dbar, du 5 septembre au 8 octobre 1964, dans la partie ouest de la mer de Baffin.	269

FIGURE		PAGE
5.8-14	Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de référence de 500 dbar, du 24 septembre au 10 octobre 1968, dans la partie ouest de la mer de Baffin.	270
5.8-15	Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de référence de 500 dbar, du 4 au 15 octobre 1969, dans la partie ouest de la mer de Baffin.	270
5.9-1	Ligne 13, 25-26 août 1979. Profil thermique, 100 m supérieurs.	276
5.9-2	Ligne 13, 25-26 août 1979. Profil de salinité, 100 m supérieurs.	277
5.9-3	Exemples de structures de la couche supérieure observées en 1979.	279
5.9-4	Profils de valeurs thermiques, de salinité et de t successifs à la station 20, au large, en 1979.	280
5.9-5	Histogramme de la première profondeur pynocline forte pour toutes les mises à l'eau de 1979.	281
5.9-6	Profondeur de la thermocline pour toutes les stations CTD de 1979, en fonction du moment d'observation, a) du 17 juillet au 4 septembre et b) du 5 septembre au 15 octobre 1979.	282-283
5.9-7	Graphique de dispersion de la profondeur de la thermocline relativement à la salinité superficielle.	284
5.9-8	Exemple d'entremêlement des températures dans l'interface eaux arctiques-eaux atlantiques.	286
5.9-9	Exemple d'une station où il n'existe pas d'entremêlement des températures dans l'interface eaux arctiques-eaux atlantiques.	287
5.9-10	Répartition de l'entremêlement des températures dans l'interface eaux arctiques-eaux atlantiques, été 1979.	289

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU		PAGE
3-1	Résumé des expéditions océanographiques dans la mer de Baffin, le détroit de Lancaster et le détroit de Jones, 1928-1970.	16
4-1	Données courantométriques sur la températures, la conductivité et la pression ainsi que sur la vitesse et la direction, relevées avec la précision indiquée.	28
5.2.3-1	Vitesses du courant faisant intrusion dans le détroit de Lancaster, à travers trois sections transversales, basées sur les vitesses des dériveurs de 1979. Les vitesses sont données pour les deux modes.	66
5.2.3-2	Résumé des mesures courantométriques effectuées par le courantomètre supérieur, à des emplacements situés dans le courant intrusif.	77
5.2.3-3	Liste des modes du courant intrusif pour différentes périodes de l'été 1979.	87
5.2.5-1	Récapitulation des caractéristiques des tourbillons observés en 1979 dans les trajectoires des dériveurs passant à l'est de l'île Bylot.	127
5.2.5-2	Trajectoires des dériveurs pendant l'été 1979 n'ayant révélé aucun mouvement tourbillonnaire dans le secteur à l'est de l'île Bylot.	128
5.2.6-1	Mesures des courantomètres placés en haut au large de la côte est de l'île de Baffin.	147
5.2.7-1	Caractéristiques des tourbillons - Portion ouest du détroit de Lancaster.	159
5.3-1	Données courantométriques à 500 m, été 1979.	176
5.4-1	Paramètres de l'ellipse du courant de marée M_2 et renseignements sur les stations de mesure quant à l'emplacement et à la période de collecte des données.	190

TABLEAU		PAGE
5.4-2	Paramètres de l'ellipse du courant de marée K_1 et renseignements sur les stations de mesure quant à l'emplacement et à la période de collecte des données.	193
5.8-1	Données utilisées pour les comparaisons annuelles.	257
5.8-2	Pénétration du courant intrusif vers l'ouest pour chaque année d'intrusion entre 1956 et 1979.	265
5.8-3	Vitesse des courants de surface à l'intérieur du courant intrusif, basée sur les calculs géostrophiques (en fonction du niveau de référence de 300 dbar), pour les années antérieures à 1970.	266
5.8-4	Résumé des caractéristiques des remous selon les données du Tableau 5.8-3.	267
5.8-5	Données utilisées pour les comparaisons annuelles du courant de Baffin.	271
5.8-6	Vitesses de surface typiques et maximales du courant de Baffin, établies d'après des calculs géostrophiques.	273
5.8-7	Direction du courant entre les caps Graham Moore et Jameson.	274

1. INTRODUCTION

En 1978 et 1979, Arctic Sciences Ltd. a mené un programme de mesures océanographiques dans le détroit de Lancaster et la mer de Baffin pour le compte de Pétro-Canada. Ce projet faisait partie du programme d'Etude du milieu marin de l'est de l'Arctique (EMMEA), entreprise mixte industrie-gouvernement qui englobait une vaste gamme d'études biologiques, océanographiques, météorologiques et glacielles. Le présent rapport traite de la partie océanographie physique du programme.

Les études d'océanographie physique décrites dans le présent rapport étaient destinées à recueillir des renseignements en vue de l'évaluation des risques environnementaux présentés par des activités de forage exploratoire dans la mer de Baffin et le détroit de Lancaster. Le programme se voulait une étude intensive de la circulation océanique générale de l'ouest de la mer de Baffin et du détroit de Lancaster. Certaines études ponctuelles ont été effectuées, mais le principal objectif des travaux était de combler les lacunes dans les connaissances de la circulation océanique dans la région.

La Figure 1-1 montre l'emplacement de la région considérée, tandis que la Figure 1-2 est une carte plus détaillée qui donne les noms de lieu utilisés dans le rapport. Les mesures prises dans cette région ont servi à décrire la circulation superficielle et quasi-superficielle du détroit de Lancaster et de l'ouest de la mer de Baffin et à acquérir des connaissances additionnelles sur leurs masses d'eau.

Le présent rapport contient une brève discussion du cadre physique de la région considérée, un court examen des connaissances océanographiques existantes et une description des campagnes de 1978 et 1979. Les résultats des mesures sont présentés sous forme de description de la circulation superficielle. La région considérée a été subdivisée en zones de caractéristiques semblables, et la circulation océanique de chacune d'elles est décrite en détail.

Nous avons cherché à décrire la circulation océanique superficielle et quasi-superficielle comme reflétant les résultats les plus pertinents pour les besoins de la présente étude. La circulation en profondeur est examinée brièvement, tout comme les variations temporelles les plus frappantes. Certaines hypothèses au sujet de la dynamique régissant la circulation observée ont également été posées. Il est possible d'effectuer d'autres analyses avec un si vaste ensemble de données, bien qu'elles ne soient pas nécessaires aux fins de l'évaluation environnementale. Les données recueillies au cours de la présente étude ont été résumées en une série de rapports documentaires. Une liste de ceux-ci est présentée en annexe.

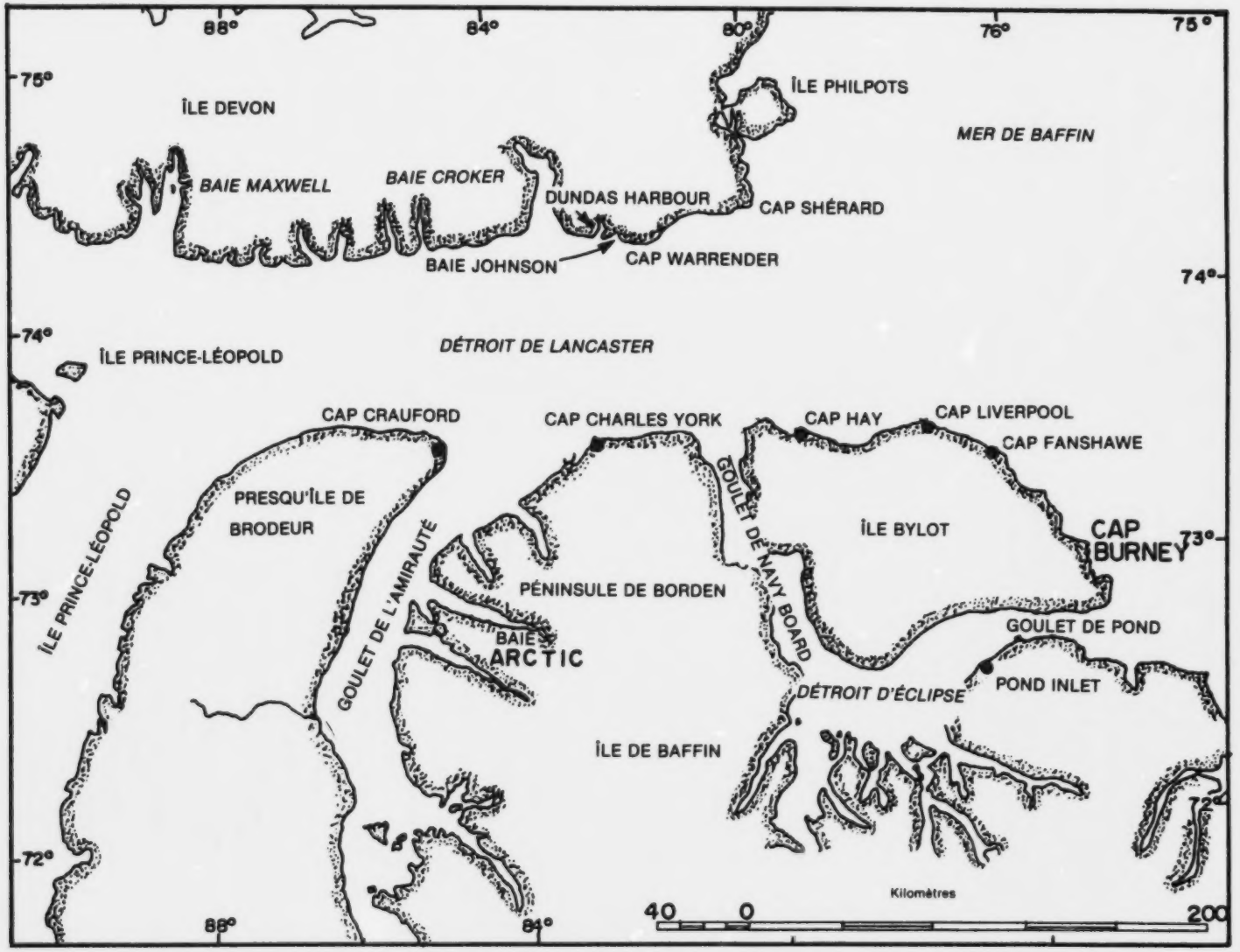


Figure 1-2 a) Noms de lieu dans la région du détroit de Lancaster.

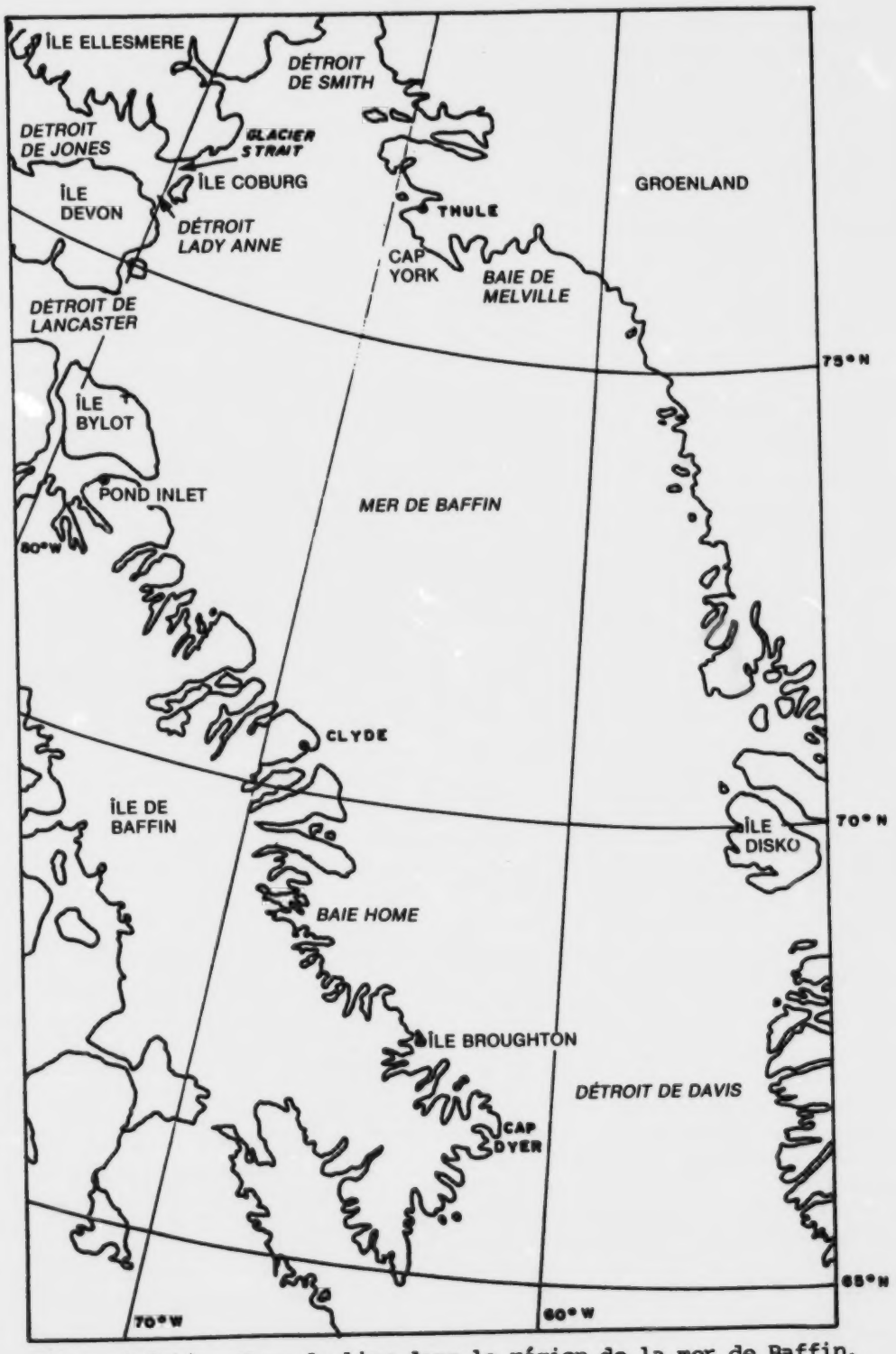


Figure 1-2 b) Noms de lieu dans la région de la mer de Baffin.

2. CADRE PHYSIQUE

Le détroit de Lancaster et l'ouest de la mer de Baffin se trouvent entièrement dans le Haut-Arctique. La mer de Baffin est bornée à l'est par le Groenland et à l'ouest par les îles de l'Archipel arctique. Le détroit de Lancaster, séparant les îles Bylot et de Baffin de l'île Devon, est un détroit de 100 km de large, menant à l'ouest de la mer de Baffin et formant la partie est du détroit de Parry. Les îles sont montagneuses (altitude atteignant jusqu'à 1 500 m) et très glaciées. Les rivages sont indentés de nombreux fiords.

2.1 Bathymétrie

La Figure 2-1 est une carte bathymétrique de la mer de Baffin et des environs, tirée de la Carte bathymétrique générale de la série océanique. Le centre de la mer de Baffin se compose d'un bassin à fond plat de plus de 2 300 m de profondeur, qui est limité à l'ouest par un talus à versant raide relativement étroit le long de la côte est de l'île de Baffin. La profondeur des eaux recouvrant le talus est habituellement inférieure à 200 m, bien que celui-ci soit creusé de plusieurs fosses dont les profondeurs peuvent atteindre jusqu'à 800 m. Le bassin profond s'exhausse plus graduellement vers le nord-est dans l'entrée du détroit de Lancaster où les profondeurs sont en moyenne de 700 à 800 m à l'extrémité est. Le détroit de Lancaster a des parois latérales abruptes et s'élève graduellement vers l'ouest pour former un seuil de moins de 200 m de profondeur dans le détroit de Barrow.

A l'est de l'île Devon, un large banc de moins de 350 m de profondeur est partiellement séparé de la côte est de l'île Devon par une fosse pouvant atteindre jusqu'à 600 m de profondeur et débouchant par le détroit Lady Anne en passant par le détroit de Jones. La fosse se termine à l'île Philpots. Le côté est du banc est borné par le chenal s'étendant vers le sud à partir du détroit de Smith. Ce chenal est limité par un seuil de 250 m dans la baie de Kane.

2.2 Manteau glaciel

A l'exception de la polynie North Water, le détroit de Lancaster et l'ouest de la mer de Baffin sont recouverts par la banquise pendant toute la saison hivernale. La dynamique et l'étendue de la banquise sont examinées en détail dans un rapport distinct (Marko, 1980). Un bref aperçu des conditions générales des glaces dans la région sera présenté dans le présent rapport. La banquise commence habituellement à se disloquer à la fin de juin avec l'extension de la polynie North Water vers le sud et l'ouest dans l'embouchure du détroit de Lancaster. Le dégagement ultérieur des détroits de Lancaster et de Barrow dépend de la position de la lisière souvent observée entre la banquette côtière et la banquise côtière pendant l'hiver précédent (Marko, 1977). La lisière peut se stabiliser à un ou plusieurs endroits entre le cap Warrender et le détroit de Barrow. A l'est de la lisière, le détroit de Lancaster

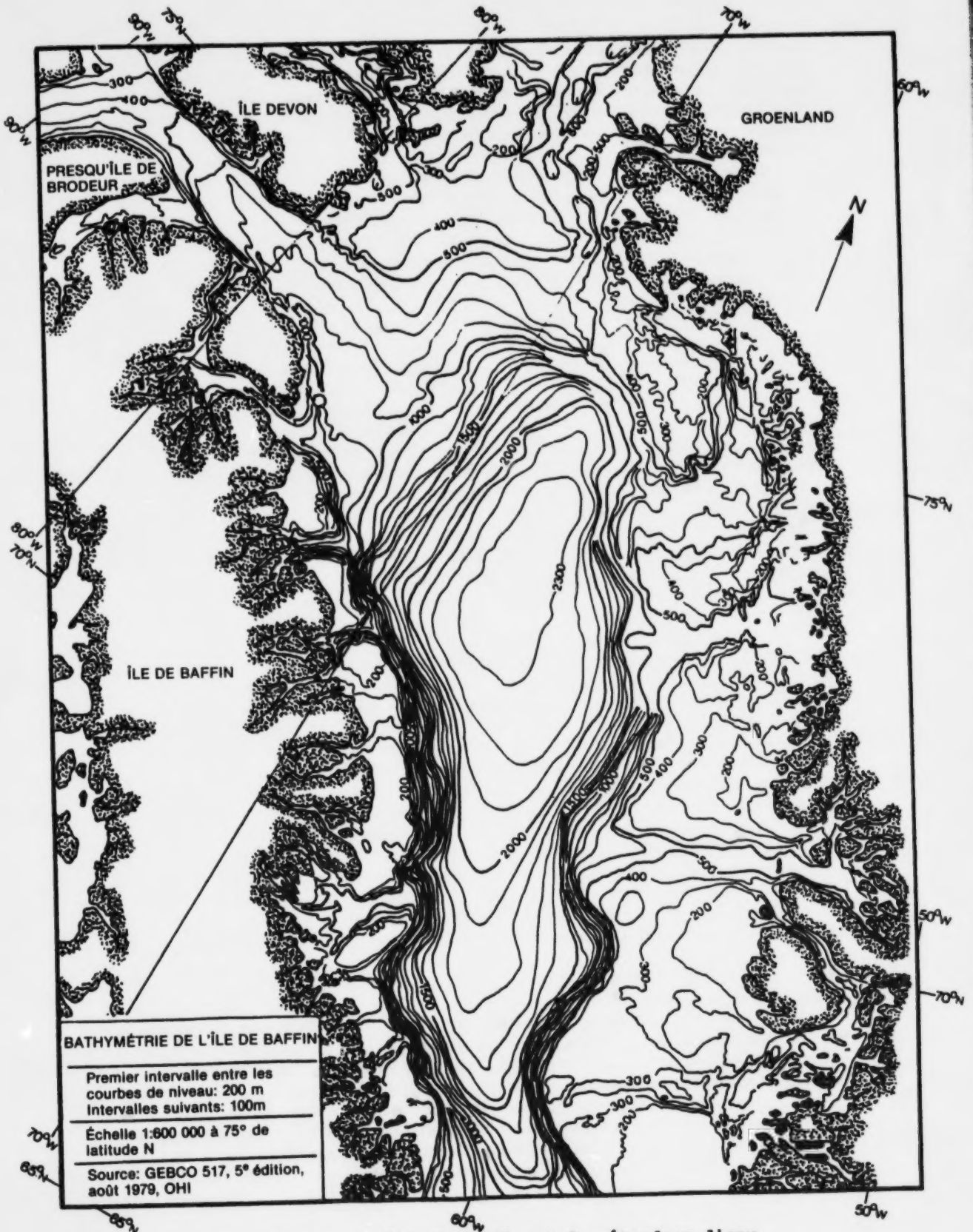


Figure 2-1 Bathymétrie de l'île de Baffin et des étendues d'eau adjacentes.

devient presque entièrement libre de glaces jusqu'à ce que la lisière se disloque et permette l'entrée de la glace de l'ouest. Ces glaces prennent la forme de coulées et de champs de diverses grandeurs. La mer de Baffin se dégage au nord et à l'est, laissant la plus grande partie de la mer libre au début de septembre, exception faite de la présence possible de vestiges de banquise au centre de la mer et d'une bande côtière le long de l'île de Baffin. La glace le long de la côte de l'île est habituellement la dernière à disparaître, et ne disparaît jamais certaines années. Pendant la saison habituellement libre de glace, les glaces dérivent dans la mer de Baffin par les passages de l'Archipel, et, naturellement, les icebergs sont omniprésents dans la partie ouest de la mer.

Les années 1978 et 1979 ont été particulièrement englacées, 1978 ayant été pire que 1979. En 1978, la lisière de glace dans le détroit de Lancaster s'est stabilisée au cap Warrender et y est demeurée jusqu'à la fin d'août. Après sa désagrégation, des quantités importantes de glace de l'Archipel ont dérivé dans l'est du détroit de Lancaster et le long des côtes des îles Bylot et de Baffin. En 1979, la lisière de glace du détroit de Lancaster s'est stabilisée plus à l'ouest, au large de la baie Croker, et s'est disloquée plus tôt, mais sa position était toujours relativement éloigné vers l'est. Une fois de plus, les glaces dérivant de l'Archipel ont occasionnellement entraîné de fortes concentrations dans le détroit de Lancaster et le long de la côte de l'île de Baffin.

2.3 Régime des vents

L'analyse des données météorologiques recueillies pendant les campagnes n'étant pas encore disponible, la présente section n'offrira qu'un bref aperçu climatologique du régime des vents dans la mer de Baffin. Maxwell et al (1980) ont décrit le régime été-automne des vents dominants dans le nord-ouest de la mer de Baffin comme ayant une direction variable en juillet et août, caractéristique d'un faible gradient de pression. Au début de septembre, un plus fort flux de vent soufflant vers le nord apparaît et domine le reste de l'automne. En septembre et octobre, les vitesses du vent sont supérieures en raison de l'augmentation de l'activité cyclonique en automne dans le nord-ouest de la mer de Baffin.

3. HISTORIQUE

3.1 Introduction

Nos connaissances antérieures de l'océanographie physique de la mer de Baffin et des étendues d'eau adjacentes, y compris les détroits de Lancaster et de Jones, sont basées sur des mesures océanographiques prises il y a beaucoup plus de cent ans jusqu'à nos jours. Malgré la longue période pendant laquelle des mesures ont été recueillies dans la région, nos connaissances de l'océanographie physique de la région sont très inadéquates comparativement à celles sur les étendues d'eau canadiennes plus tempérées. Cette lacune

peut s'expliquer par l'éloignement de la région qui rend les relevés océanographiques relativement coûteux et probablement moins intéressants pour les populations du Sud. Un autre facteur important est la difficulté accrue de travailler dans des eaux encombrées de glaces; la saison de navigation se limite à quelques mois par année et varie énormément et de façon imprévisible d'une année à l'autre.

Malgré ces difficultés, une quantité appréciable de données sur l'océanographie physique de la région ont été recueillies. Ces données ont été résumées dans des travaux antérieurs, y compris ceux de Dunbar (1951), Dunbar et al (1967), Muench (1971) et Walker (1977). La présente section contient une brève mise à jour de l'océanographie physique. Le lecteur se référera aux travaux cités ci-dessus pour plus de détails.

Un examen rétrospectif peut être divisée en trois périodes assez distinctes:

1. Période allant jusqu'à 1860, pendant laquelle une quantité très limitée de données océanographiques ont été recueillies dans le cadre des premiers voyages d'exploration dans la région.

2. Période de 1860 à 1970, pendant laquelle des voyages d'étude scientifique ont remplacé ceux des premiers explorateurs.

3. Période de 1970 à nos jours, pendant laquelle l'avènement d'une nouvelle technologie a permis aux océanographes de prendre des mesures directes à une échelle très supérieure à tout ce qui avait déjà été fait.

3.2 Premiers explorateurs

La période initiale d'exploration remonterait aux voyages des Scandinaves dans la région dès le X^{e} siècle. Les premières découvertes dont les récits écrits nous soient parvenus sont celles des expéditions anglaises à la recherche du passage du Nord-Ouest vers l'Orient à la fin du XVI^{e} et au début du XVII^{e} siècles. En 1616, Bylot et Baffin atteignirent la limite nord de la mer de Baffin et contemplèrent les détroits de Lancaster et de Jones.

Après une période d'inactivité relative de 200 ans, la recherche du passage du Nord-Ouest fut reprise par les Britanniques en 1818. Cette ère d'exploration atteignit un point culminant avec la perte de l'expédition Franklin en 1846 et l'envoi d'autres expéditions à sa recherche pendant les dix années qui suivirent. A la fin de cette période, les connaissances géographiques de la mer de Baffin et des étendues d'eau adjacentes étaient relativement complètes.

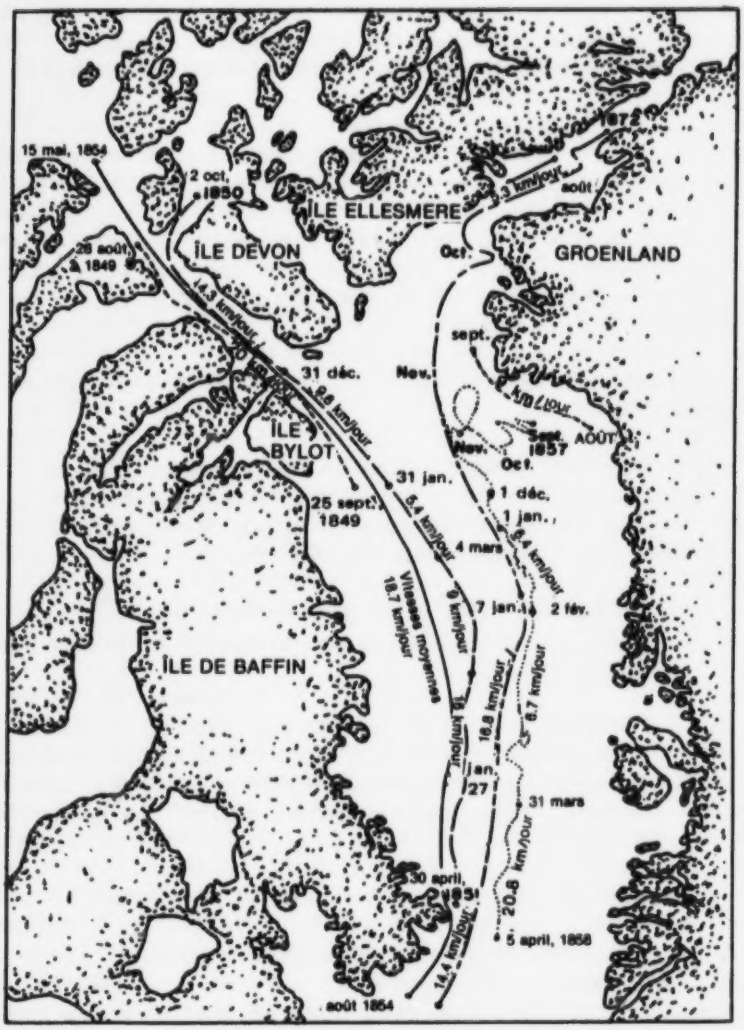


Figure 3-1 Trajectoires de plusieurs navires emprisonnés dans les glaces et de l'expédition d'exploration des floes du Polaris (Smith 1931). Les vitesses nettes moyennes sont données pour les segments principaux de chacune des trajectoires.

Pendant ces premières expéditions, une quantité limitée de données océanographiques fut recueillie. Sir John Ross fut le premier à mesurer les températures subsuperficielles et les salinités en 1818 et recueillit des observations ici et là au cours de voyages ultérieurs. Compte tenu de la quantité très limitée des données et de l'incompréhension des types et de l'origine des masses d'eau dans la région à cette époque, ces données ont une valeur limitée. Les observations de la dérive de la glace de mer, des icebergs et des vaisseaux pris dans les glaces ont été plus importantes, car elles ont fourni les premières preuves de l'existence d'un courant de sens sud-est dans l'ouest de la mer de Baffin et d'un écoulement vers l'est dans le détroit de Lancaster, comme le présente la Figure 3-1.

3.3 Etudes scientifiques, 1860-1970

Avec la découverte et la cartographie des rivages de la plus grande partie du Canada arctique, les expéditions dans la région ont commencé à s'attacher aux enquêtes scientifiques plutôt qu'à l'exploration géographique. L'une des premières expéditions de ce genre a été menée par Hayes à bord du United States en 1860. Cette expédition effectua des sondages et des observations de glaces dans la mer de Baffin et le détroit de Smith et mesura les températures en profondeur. Elle découvrit de l'eau chaude d'origine atlantique sous la surface dans le nord de la mer de Baffin.

En 1867, Petermann résuma les connaissances géophysiques sur la région de la mer de Baffin. Il décrivit un courant chaud de sens nord dans l'est de la mer de Baffin, un courant froid de sens sud dans l'ouest de la mer de Baffin et un courant froid pénétrant par les détroits de Smith, de Jones et de Lancaster. L'expédition de Nares de 1875 effectua des observations de la température et de la chlorinité jusqu'à des profondeurs de 210 m entre l'océan Arctique, le détroit de Nares et le sud de la mer de Baffin. Ces observations permirent d'identifier les différents types d'eau selon leurs caractéristiques de température et de salinité. Une couche d'eau atlantique chaude et saline fut trouvée au-dessous d'une couche d'eau arctique plus froide et plus douce.

La période des expéditions purement océanographiques débuta en 1883 avec l'expédition suédoise Sofia, menée par Nordenskiold (connu pour sa traversée du passage du Nord-Est). Des échantillons d'eau furent prélevés et les températures mesurées à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres avec des thermomètres à renversement. Le courant du Groenland ouest fut décrit comme comportant une couche supérieure froide de faible salinité, une couche médiane plus chaude et plus saline et une couche inférieure plus froide et légèrement moins saline que la couche médiane.

De 1884 à 1887, une expédition navale danoise à bord du Fylla contribua beaucoup aux connaissances océanographiques de la région du détroit de Davis. Des sections hydrographiques furent occupées entre Godthaab et la presqu'île Svartenhuk à une latitude

de 71°, de même qu'au large de la côte de l'Île de Baffin. Les résultats de ces expéditions établirent qu'un courant de sens sud s'écoulait dans la mer du Labrador à partir de la côte de l'Île de Baffin, qu'un mélange d'eau polaire de l'Atlantique et de l'est du Groenland formait le courant du Groenland ouest et que ce dernier se séparait à la crête du détroit de Davis, pour se diriger en partie vers l'ouest et en partie vers le nord, le long de la côte du Groenland. L'expédition Windward de 1898-1899 dans le nord de la mer de Baffin releva les courants de surface à partir de la dérive des glaces.

En 1900, Petterson analysa les données existantes et décrivit les deux courants de sens sud à partir de la mer de Baffin. L'existence de l'un d'eux le long de la côte ouest, s'écoulant du détroit de Smith au détroit de Davis, a depuis été confirmée, mais le deuxième, commençant près du cap York et se fusionnant au premier dans le détroit de Davis, s'est avéré inexistant. L'expédition Tjalfe de 1908-1909 rapporta des données qui permirent de supposer que les eaux de grands fonds de la mer de Baffin prenaient naissance dans l'océan Arctique, révélant un écoulement vers le sud par le détroit de Smith et un afflux net par les détroits de Jones et de Lancaster.

Le naufrage du Titanic se produisit en avril 1912 et entraîna la création du Service international de recherche des glaces relevant de la Garde côtière des Etats-Unis. La surveillance des icebergs dans les routes de navigation commerciale fut rapidement étendue pour inclure la prévision de la rigueur des saisons à venir. Les connaissances du courant de Baffin de même que du courant du Labrador sont devenus essentielles et ont favorisé la prise d'autres mesures dans la région de la mer de Baffin.

L'année 1928 eut une importance particulière pour les études d'océanographie physique de la région, deux expéditions majeures ayant été mises sur pied. La première, la croisière du Godthaab, eut comme objectif premier d'étudier la circulation océanique de l'ensemble de la mer de Baffin. Les observations recueillies par cette expédition, conjuguées aux mesures des profils verticaux de la température de l'eau, de la salinité et d'autres propriétés prises en 145 endroits dans la mer de Baffin, sont restées pendant de nombreuses années la série de données d'océanographie physique la plus complète pour cette région. Les zones que le Godthaab fut incapable d'atteindre en raison du trop fort englacement au large de l'Île de Baffin le furent par le Northland, de la Garde côtière américaine, en 1940.

Au moment de l'expédition du Godthaab, les connaissances théoriques des courants océaniques s'étaient améliorées à un point tel que les courants pouvaient être déduits à partir de la distribution à grande échelle des masses d'eau. En supposant l'existence d'un simple équilibre entre la force de Coriolis et les gradients de pression, tels que déduits à partir des profils de densité de l'eau, il était possible de calculer les courants dits dynamiques ou géostrophiques. Ces courants étaient calculés par

rapport à une "profondeur hypothétique de non-mouvement", située habituellement juste au-dessus du fond. Quoique cette méthode de détermination des courants océaniques ait été indirecte et soumise à un certain nombre d'incertitudes inhérentes aux hypothèses nécessaires, en plus des erreurs possible de mesure, elle a formé la base des études de la circulation océanique jusqu'à la fin des années 1960, époque où la nouvelle technologie a permis de prendre des mesures directes et significatives des courants.

En raison de l'importance historique de la méthode de calcul dynamique, la dérivation est présentée de façon assez détaillée. Le cisaillement vertical moyen entre deux stations hydrographiques est calculé à partir des gradients horizontaux de densité entre les stations. La base des calculs est l'équation du vent thermique qui est dérivée des hypothèses géostrophiques:

(1) Ecoulement sans frottement;
(2) Ecoulement stationnaire;
(3) Termes initiaux négligeables;
(4) Pression hydrostatique.

L'équation obtenue est

$$v\frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{f}\frac{\partial \rho}{\partial x} \qquad (1)$$

v étant la vitesse du courant, la densité, z le positif de la coordonnée verticale, g l'accélération de la gravité, f le paramètre de Coriolis et x le positif de la coordonnée horizontale à la droite de la direction de l'écoulement.

Le rapport du premier terme au second peut être représenté comme il suit:

$$\frac{\delta \rho}{\rho} \Big/ \frac{\delta v}{v} \qquad (2)$$

ou le rapport du changement de densité relative sur le changement de vitesse relative. Ce rapport est de l'ordre de 10^{-2} ou moins, presque partout dans l'océan. Le premier terme peut donc être ignoré et l'équation sur laquelle se fonde la méthode de calcul dynamique devient:

$$\rho\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{f}\frac{\partial \rho}{\partial x} \qquad (3)$$

(3) laissant supposer que l'eau de plus faible densité se retrouve habituellement à la droite d'un courant dans l'hémisphère nord.

Si cette relation est valable, le cisaillement vertical peut être calculé à partir des densités de l'eau, et les courants absolus, en intégrant v/ z à la verticale et en choisissant un niveau adéquat de référence (constante d'intégration).

Une analyse dynamique des résultats obtenus par l'expédition du Godthaab a été présentée par Kiilerich (1939) et mise à jour par Barnes (1941) pour inclure les sections additionnelles occupées par le Northland en 1940. La topographie dynamique calculée par rapport à un "niveau de non-mouvement" de 1 500 décibars apparaît à la Figure 3-2, où l'écoulement géostrophique est parallèle aux courbes de niveau et est inversement proportionnel à l'espace entre les courbes de niveau. Le courant du Groenland ouest de sens nord et le courant de Baffin de sens sud sont très évidents à l'est et à l'ouest de la mer de Baffin respectivement. Bien que le courant du Groenland ouest soit habituellement plus faible que celui de Baffin, avec des vitesses caractéristiques de trois à huit cm/s, l'écoulement s'intensifie au sud-ouest du cap York, atteignant des vitesses allant jusqu'à 23 cm/s. Le courant de Baffin s'écoule plus ou moins parallèlement à la longueur de l'île de Baffin, à des vitesses caractéristiques de 20 cm/s en son centre ou noyau. Davantage en amont, il semble qu'une partie importante du courant de Baffin envahit les détroits de Jones et de Lancaster, bien qu'il ne soit pas possible de déterminer l'étendue de ces intrusions puisque les sections des stations sont près des extrémités est de ces détroits. Dans les deux détroits, "le courant entrant serre étroitement la côte nord tandis que le courant sortant occupe, en gros, la majeure partie de la section..." (Kiilerich 1939); il s'ensuit donc un mouvement net vers l'est de l'eau sortant des détroits de Lancaster et de Jones. Une autre caractéristique importante de la circulation est un grand tourbillon océanique cyclonique dans la partie centrale du nord de la mer de Baffin, engendré par l'écoulement vers le nord du côté est, l'écoulement vers le sud du côté ouest, de même qu'un faible mouvement vers l'est en travers de la mer commençant loin au large de l'entrée du détroit de Lancaster. Les résultats permettent finalement de supposer qu'il y a peu de différence de mouvement dans toute la colonne d'eau au-dessous des 500 m supérieurs. Si l'on suppose que l'eau profonde est stationnaire, il s'ensuit qu'il y aurait donc peu ou pas de mouvement au-dessous de 500 m.

En 1928, la première d'une série de croisières océanographiques dans le détroit de Davis et la mer du Labrador fut effectuée par le navire Marion, de la Garde côtière américaine. Grâce aux observations faites au cours de cette croisière et d'autres expéditions à bord du General Greene en 1931, 1934 et 1935, on a obtenu une description détaillée de la circulation océanique dans le détroit de Davis et la mer du Labrador, description présentée dans Smith, Soule et Mosby (1937).

Avec le début de la Seconde Guerre mondiale, les activités de recherche en océanographie dans cette région furent interrompues. Après la guerre, les études d'océanographie physique se poursuivirent, l'intérêt se tournant vers les chenaux des îles de l'Arctique canadien. Ces activités n'étaient pas difficiles à justifier puisque jusqu'alors, les données océanographiques recueillies dans ces chenaux avaient été très limitées.

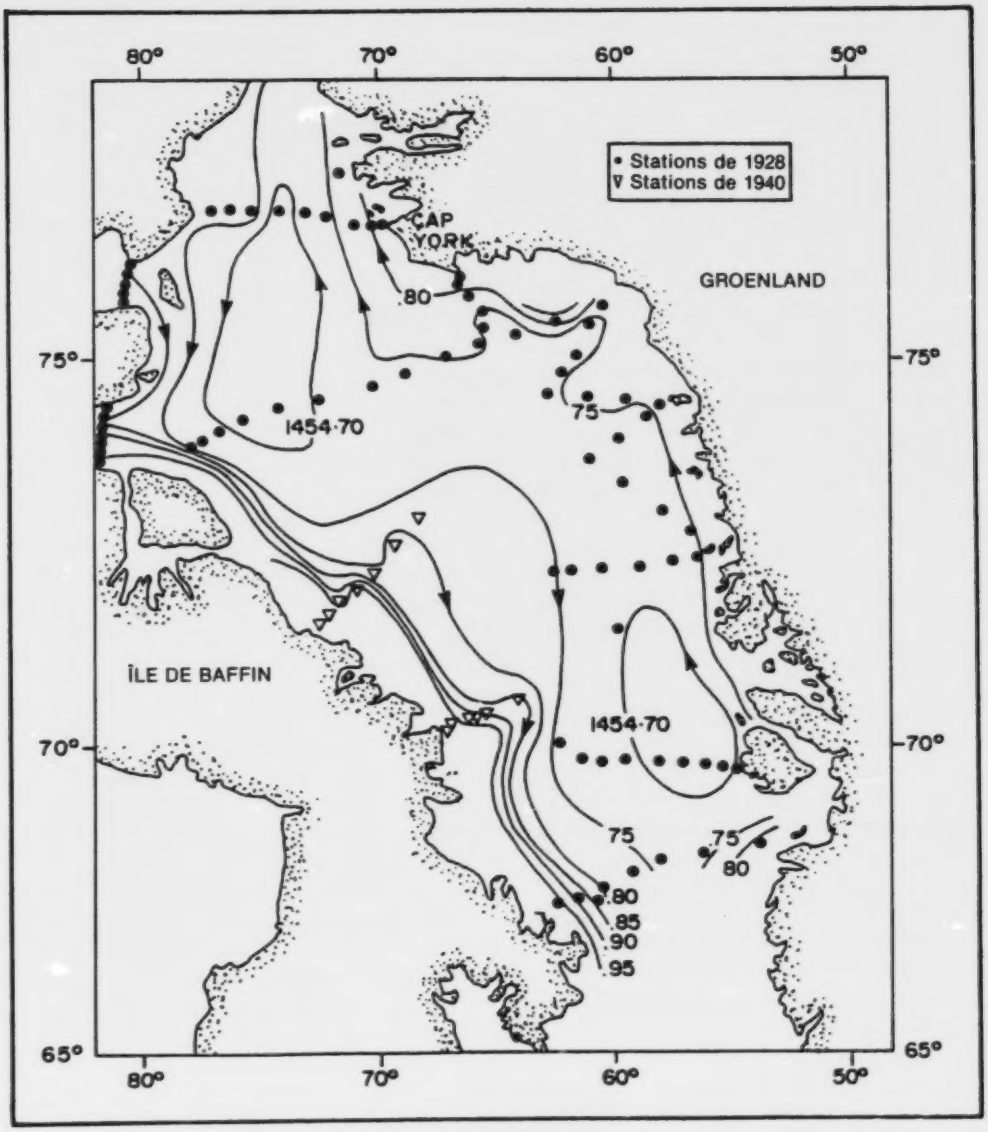


Figure 3-2 Hauteurs dynamiques calculées par rapport au niveau de 1 500 décibars de l'expédition de 1928 du Godthaab et de celle de 1940 du Northland.

En 1954, des données océanographiques ont été recueillies par le H.M.C.S. Labrador lors de son héroïque traversée du passage du Nord-Ouest. Les résultats, présentés par Bailey (1957), fournissent la première série de données assez complète pour le détroit de Parry. De nettes différences des propriétés de l'eau ont été mises en évidence le long du détroit de Parry; les eaux de la mer de Baffin et de l'est du détroit de Parry étant plus denses que les eaux correspondantes de la mer de Beaufort et de l'ouest du détroit de Parry au-dessus de 200 m de profondeur. Au-dessous de ce niveau, les eaux arctiques de la mer de Beaufort sont plus denses, et, au-delà de 500 m, elles sont encore plus denses que toutes les eaux de la mer de Baffin.

D'autres études océanographiques ont été effectuées par le Labrador en 1956 et 1957. Pendant la première de ces expéditions, la plupart des stations se trouvaient dans le goulet du Prince-Régent, le golfe de Boothia, le bassin de Foxe et de détroit d'Hudson, deux sections ayant toutefois été occupées dans le détroit de Lancaster (Collin, 1958). A l'époque, l'expédition de 1957 était de loin l'étude la plus complète du détroit de Lancaster, l'analyse de cinq sections transversales de stations océanographiques ayant été terminée (Collin, 1962).

En 1960, un autre relevé océanographique du détroit de Lancaster a été effectué. Deux navires de recherches y ont participé. Le N.M. Theta a occupé trois sections des stations océanographiques dans l'est du détroit de Lancaster, l'une d'elles ayant été occupée à deux reprises pendant une période d'un mois. Le N.G.C.C. Labrador a occupé deux sections du détroit de Lancaster à la même époque. Malheureusement, l'analyse de cette précieuse série de données a été négligée pendant de nombreuses années. Barber (1978) a récemment effectué une analyse préliminaire de ces données; il devrait publier un rapport final bientôt.

De 1954 à 1970, plusieurs autres expéditions océanographiques dans la mer de Baffin et les autres étendues d'eau adjacentes ont été effectuées. Bien que le nombre de stations occupées et l'emplacement des stations aient varié considérablement d'une croisière à l'autre, elles présentaient les points communs suivants:

1) Les croisières étaient effectuées par des navires de la Garde côtière canadienne ou américaine.

2) La plupart des données recueillies n'ont jamais été publiées.

3) Pendant la plupart des croisières, les navires étaient chargés d'autres missions en plus des études océanographiques (p. ex., bris de glace pour aider la navigation, autres programmes scientifiques). En conséquence, les données ne sont pas aussi synoptiques que l'on pourrait l'espérer. Le Tableau 3-1 présente une liste de ces croisières de même que des références aux analyses des données publiées, si possible.

Dans le cadre d'une excellente rétrospective de l'océanographie physique du nord de la mer de Baffin et de son importance pour la polynie North Water, Muench (1971) a analysé les données océanographiques rapportées par de nombreuses expéditions dans cette région entre 1916 et 1966. Son résumé de l'océanographie physique de la mer de Baffin, basé sur les données recueillies de 1916 à 1966, restant toujours valable, nous présentons donc des extraits pertinents et assez longs de ce résumé:

Les eaux de la mer de Baffin peuvent être divisées en trois couches selon la répartition verticale de la température. Les caractéristiques de cette structure sont restées les mêmes de 1928 à 1966. Les couches sont les suivantes:

a) Une couche supérieure d'eau arctique relativement froide (0°C à -1,8°C), de faible salinité (31°/oo à environ 34,4°/oo). Elle a de 100 à 150 m d'épaisseur dans le nord-est de la baie Baffin et de 200 à 300 m d'épaisseur dans le nord-ouest de la mer de Baffin et le détroit de Lancaster, et elle atteint le fond dans les détroits de Smith et de Jones. Les températures minimales d'un noyau froid important se retrouvent dans le nord-est et le centre-nord de la mer de Baffin; ce noyau résulte d'une convection thermohaline hivernale dans la mer de Baffin. Un noyau moins profond et moins prononcé dans le nord-ouest de la mer de Baffin et dans les détroits de Smith, de Jones et de Lancaster est un vestige de cette couche de convection hivernale dans l'océan Arctique.

   L'eau arctique est d'origine atlantique; elle peut avoir pénétré dans la mer de Baffin par le détroit de Davis et s'être refroidie et mélangée au ruissellement dans le nord de la mer de Baffin, ou elle a été refroidie et mêlée à de l'eau douce dans l'océan Arctique avant de pénétrer dans la mer de Baffin par le nord.

b) Une couche intermédiaire d'eau atlantique plus chaude (0°C à 2°C) et plus saline (34,2°/oo à 34,5°/oo). Elle s'étend de la base de la couche d'eau arctique et descend jusqu'à 1 200 à 1 300 m dans le nord de la mer de Baffin proprement dite, à 600 à 700 m dans le détroit de Lancaster et est absente des détroits de Smith et de Jones. Les températures maximales se retrouvent au sein d'un noyau très chaud de cette couche.

   L'eau atlantique provient de l'océan Atlantique par le détroit de Davis, d'où elle est dirigée par advection vers le nord par le courant du Groenland ouest, tout en perdant sa chaleur en raison de son mélange à l'eau arctique. Les profondeurs relativement faibles d'un

Tableau 3-1

Résumé des expéditions océanographiques dans la mer de Baffin, le détroit de Lancaster et le détroit de Jones, 1928-1970.

Année	Navire	Nombre de sections			Référence de publication
		Mer de Baffin	Détroit de Lancaster	Détroit de Jones	
1928	Godthaab	11	1	1	Riis-Carstensen (1936)
1940	Northland	2	---	---	Barnes (1941)
1954	Labrador	1	2	2	Bailey (1957)
1956	Atka	(a)	---	---	---
1956	Labrador	---	2	---	Collin (1958)
1957	Labrador	(b)	5	---	Collin (1962)
1958	Atka	(a)	---	---	---
1959	Westwind	(a)	---	---	NODC
1960	Labrador	6	2	---	Barber (1978)
1960	Theta	---	3	---	Barber (1978)
1960	Westwind	(a)	---	---	Barber (1978)
1961	Labrador	7	4	---	Barber & Huyer (1971)
1961	Edisto	(a)	---	---	NODC
1962	John A. McDonald	---	1	1	Barber & Huyer (1971)
1962	Labrador	5	3	3	Barber & Huyer (1971)
1962	Atka	(a)	---	---	Barber & Huyer (1971)
1962	USSR vessel	(f)	---	---	MEDS
1963	Evergreen	3	---	---	Franceshetti et al. (1964)
1963	Labrador	5	---	5	MEDS
1964	Labrador	6	---	---	MEDS
1965	Labrador	3(d)	---	---	MEDS
1966	Edisto	6	1	1	Palfrey & Day (1968)
1967	Edisto	(c)	---	---	Barber (1978)
1968	Westwind	(e)	---	---	Muench (1971b)
1968	Labrador	---	1	---	Herlinveaux (1970)
1969	Southwind	(g)	---	---	Moynihan and Muench (1971)
1969	Westwind	(h)	---	---	Moynihan and Muench (1971)
1970	Westwind	6	1	1	MEDS

(a) 17 stations dans la mer de Baffin
(b) 15 stations dans la mer de Baffin
(c) 26 stations dans l'ensemble de la mer de Baffin
(d) outre les trois sections occupées au large de Cap-Dyer, 9 autres stations ont été occupées dans la mer de Baffin
(e) 6 sections transversales majeures dans le sud de la mer de Baffin et le nord du détroit de Davis.
(f) 4 sections de la côte du Groenland jusqu'au milieu du chenal dans le sud de la mer de Baffin et le nord du détroit de Davis.
(g) grille détaillée de 35 stations dans la baie de Melville
(h) grille détaillée de 15 sections dans la baie de Melville - région de Thulé.

NODC - données conservées au Centre national des données océanographiques, E.-U.
SDMM - données conservées au Service des données sur le milieu marin, Ottawa, Ontario, Canada.

seuil entre la mer de Baffin et l'océan Arctique empêchent un écoulement vers le sud de l'eau atlantique de l'océan Arctique.

c) Une couche profonde d'eau de grands fonds relativement froide (0°C à -4°C) comprenant les eaux inférieures à 1800 m, d'une température (-0.40°C) et d'une salinité (34.48°/oo) extrêmement uniformes - eaux de fond. Les eaux de grands fonds sont caractérisées par une température décroissante et une salinité presque uniforme jusqu'à 1 800 m. Les variations horizontales de températures et de salinité, s'il en est, sont indétectables.

Les eaux de grands fonds sont semblables aux eaux se retrouvant à une profondeur de 200 à 250 m dans le bassin eurasien de l'océan Arctique.

Toutefois, des eaux d'un type approprié pour se joindre aux eaux des grands fonds supérieurs à environ 1 400 m se retrouvent souvent dans le détroit de Nares. Les eaux des grands fonds inférieurs à 1 400 m, comprenant les eaux de fond, devraient provenir de l'océan Arctique par ondes irrégulières; toutefois, celles-ci n'ont jamais été observées. Il est improbable que la convection thermohaline hivernale dans la mer de Baffin contribue aux eaux des grands fonds...

Le modèle d'écoulement barocline dans le nord de la mer de Baffin se compose du courant du Groenland ouest de sens nord dans la partie est, du courant de Baffin de sens sud dans la partie ouest et d'un tourbillon cyclonique à l'est de l'Ile Devon. La circulation cyclonique des eaux de la mer de Baffin se produit dans le sud du détroit de Smith et dans l'est des détroits de Jones et de Lancaster. Le courant du Groenland ouest transporte vers le nord environ 10% du volume transporté vers le sud par le courant de Baffin, et ne se manifeste pas toujours à la fin de l'été.

La circulation cyclonique dans le nord de la mer de Baffin est régie par une combinaison de vents et de champs baroclines provenant des coins littoraux de faible salinité engendrés par le mélange à l'eau de fonte. Le champ barocline causé par la présence d'eau arctique moins dense et les processus d'intensification vers l'ouest semblent jouer un rôle important dans la dynamique du courant de Baffin.

La topographie du fond exerce une certaine influence sur les courants dans le détroit de Lancaster et au large du cap York. Cette influence, associée à la répartition de la température de l'eau atlantique, laisse supposer que les courants s'y étendent presque jusqu'au fond. Des variations interannuelles, comprenant la formation de remous et de tourbillons, peuvent également se produire dans le détroit de Lancaster et au large du cap York...

Bien que les conditions estivales générales soient restées constantes, la région nord de la mer de Baffin est caractérisée par une circulation et des éléments de structure hydrographique à fort degré de variabilité temporelle. A ce moment-ci, il est donc possible de décrire ces caractéristiques que d'une façon sommaire..."

3.4 Recherches scientifiques, 1971-1979

En 1970, la fréquence des croisières océanographiques dans la région avait diminué de façon marquée. Il y avait peu d'intérêt scientifique à poursuivre des croisières océanographiques de reconnaissance à cause du nombre relativement élevé de missions de ce genre qui avaient été menées dans cette vaste région pendant les quinze dernières années. Cette tendance s'est dessinée pendant la dernière moitié des années 1960, époque où les études ont commencé à concentrer la prise des mesures dans une sous-région particulière, comme les études américaines de 1979 à stations très rapprochées dans la région baie de Melville-cap York.

En dépit de la baisse des activités océanographiques, il restait toujours de nombreuses lacunes majeures dans la compréhension de l'océanographie de la région. L'une d'elles était le manque de mesures directes de la circulation océanique. Jusque-là, les océanographes déduisaient les mouvements de l'eau d'un équilibre hypothétique entre le gradient de pression interne et la force de Coriolis. Les questions sur la validité des hypothèses nécessaires limitaient grandement le degré de précision des descriptions quantitatives existantes de la circulation océanique.

A la fin des années 1960, les progrès accomplis dans le domaine de la miniaturisation électronique ont entraîné la mise au point d'instruments océanographiques grandement améliorés, capables de prendre des mesures significatives directes des courants. Les deux innovations les plus remarquables ont été le courantographe, qui pouvait être laissé in situ pour obtenir les mesures des courants d'un endroit pendant de longues périodes, et le dériveur de surface poursuivi par satellite, qui dérivait avec le courant et signalait sa position grâce à un système satellite.

Les premières mesures obtenues par courantographe mouillé dans la mer de Baffin ont été prises par Avis et Coachman (1971) à deux emplacements situés à l'entrée de l'est du détroit de Smith, à environ 110 km au nord-ouest de Thulé. Les 11 jours de mesures ont révélé l'importance des courants de marée semi-diurne; l'amplitude des variations semi-diurnes d'environ 10 cm/s étant supérieures d'un ordre de grandeur à celles des courants de marée diurne. L'écoulement moyen aux deux endroits se faisait vers le nord-ouest, conformément au modèle prévu de circulation cyclonique du nord de la mer de Baffin. Malheureusement, en raison de la courte période d'enregistrement, les variations de plus longue durée de l'écoulement n'ont pu être expliquées adéquatement.

En 1974, le Service hydrographique du Canada a installé et récupéré un courantomètre sous-marin mouillé à 85 m de profondeur, à 3,0 km au large du cap Crauford dans le détroit de Lancaster (voir Figure 3-3). Le relevé des courants de 27 jours obtenu à cet endroit était la première série chronologique d'un courantomètre pour le détroit de Lancaster. L'écoulement net se faisait vers le sud-est dans le goulet de l'Amirauté à 5,2 cm/s (Fissel et Wilton, 1978). Les courants de marée constituaient plus de 50% de la variance totale de la série chronologique du courant, la composante M_2 ayant la plus forte amplitude avec 20 cm/s. Compte tenu de l'alignement des courants de marée avec la bathymétrie nord-sud des quatre composantes majeures de la marée, la proximité du rivage avait nettement une influence importante sur les courants observés. Ainsi, les courants au large pouvaient différer énormément de ces mesures.

Les courantomètres sous-marins mouillés au large et plus en profondeur se trouvaient dans l'est du détroit de Lancaster en 1970 et 1976. En 1970, deux stations de mesure ont été installées des côtés nord et sud de l'est du détroit de Lancaster (Muench, 1970); aucun des deux n'a été récupéré. En 1976, une station de mesure en eau profonde supportant quatre courantomètres a été déployée à 75° 3,5'N 81° 17,5'W dans le centre de l'est du détroit de Lancaster par Oceanographic Services Inc. pour le compte de Norlands Petroleum Ltd. Malheureusement, les stations n'ont pu être repérées au bout d'un mois. A l'automne de 1978, deux des courantomètres de même que la bouée qui assurait leur flottaison ont été retrouvés par des chasseurs locaux près de Clyde dans les Territoires du Nord-Ouest, à environ 500 km au sud-est du site de déploiement. Ces instruments sont récemment arrivés à l'Institut des sciences de la mer du ministère des Pêches et Océans. Les bandes de données sont actuellement traduites et examinées pour voir si elles contiennent des données valables.

En 1977, Arctic Sciences Ltd., parrainé conjointement par l'Institut des sciences de la mer et Norlands Petroleum, a mouillé quatre stations sous-marines de courantomètres dans l'est du détroit de Lancaster. Après presque deux mois de fonctionnement, trois des stations (voir Figure 3-3) ont été récupérées. Les résultats ont été résumés par Fissel et Wilton (1978):

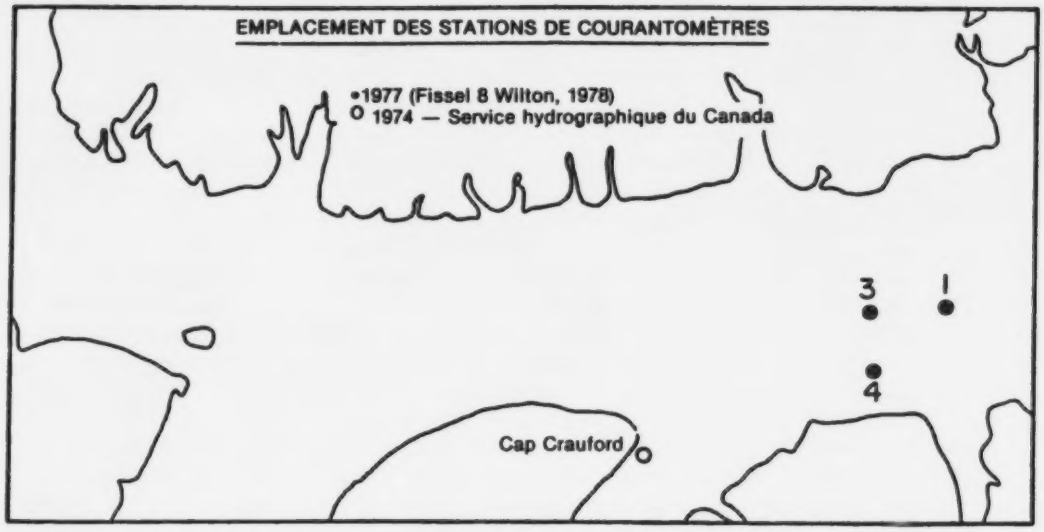


Figure 3-3 Emplacement des stations de courantomètres déployés dans le détroit de Lancaster en 1974 et 1977.

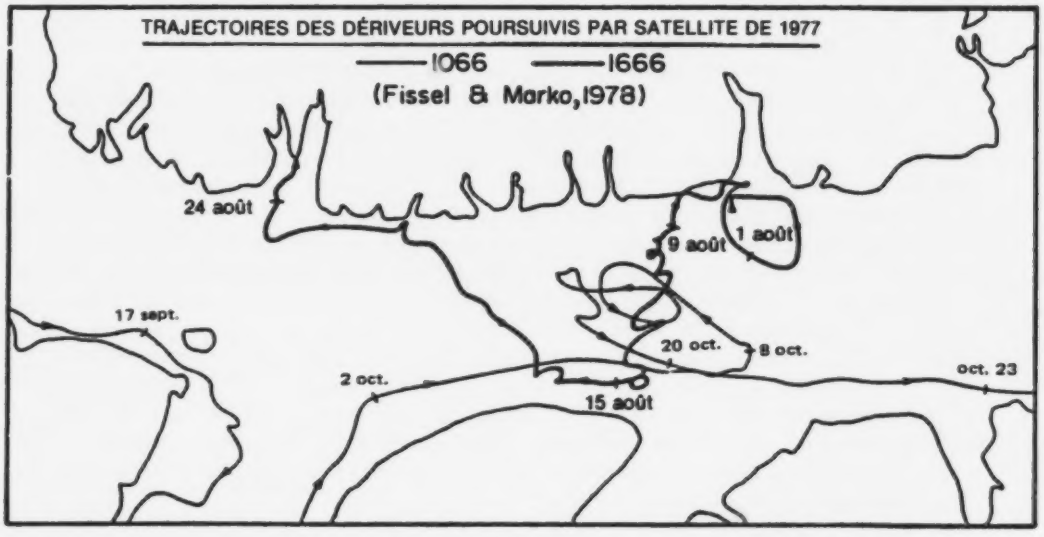


Figure 3-4 Trajectoires des dériveurs poursuivis par satellite déployés pendant l'été de 1977 (Fissel et Marko 1978).

"La circulation océanique moyenne est caractérisée par de forts écoulements vers le sud dans le centre du détroit et par des écoulements vers l'est le long de l'extrémité sud aux niveaux quasi-superficiels et de 200 m; ce mode de circulation concorde avec l'existence d'un tourbillon anti-horaire s'étendant dans l'est du détroit de Lancaster à partir du nord-ouest de la mer de Baffin, tel que le décrivent Muench (1971) et d'autres. Dans le centre du détroit, les courants quasi-superficiels peuvent atteindre des vitesses de 112 cm/s, avec une moyenne de 30 cm/s. Selon les mesures du vent prises dans une station à terre sur la côte sud, les mouvements superficiels prévisibles d'après le modèle de circulation à grande échelle étaient habituellement plus importants que les mouvements prévisibles d'après les courants de dérive engendrés directement par le vent.

Les variations temporelles des courants à toutes les profondeurs varient sur des périodes relativement longues; les gammes de puissance des courants indiquaient que les plus forts niveaux spectraux se retrouvaient dans la bande de fréquences la plus faible centrée sur une fréquence de 0,052 cycle par jour, ou une période de 19 jours. Les plus faibles variations de fréquence de la composante nord-sud du courant au niveau quasi-superficiel et au niveau de 200 m des deux stations situées au centre du détroit étaient particulièrement importantes, la bande spectrale de fréquences la plus basse constituant 62 à 84% de la variance totale.

Le courant de sens sud mesuré dans le centre du détroit est d'une nature barocline; l'amplitude des plus faibles variations de fréquence, quoiqu'étant corrélées de façon significative, est réduite par un facteur d'environ deux, à 200 m, comparativement aux variations quasi-superficielles.

Les variations de la composante nord-sud près de la surface aux deux stations centrales, distantes de 30 km, sont de phase essentiellement composée. Ce phénomène est interprété comme une preuve d'un déplacement de l'étendue de l'invasion du tourbillon anti-horaire dans l'est du détroit de Lancaster.

Les courants de marée sont habituellement petits comparativement aux courants de faible fréquence près de la surface et à 200 m. Selon une analyse harmonique des données sur les courants, les ellipses des marées diurnes et semi-diurnes seraient orientées le long de l'axe est-ouest du détroit, leurs amplitudes typiques étant de sept à dix cm/s. A 550 m, les courants de marée sont relativement plus importants, constituant à peu près la moitié de la variance totale, surtout parce que les variations de fréquence sont énormément réduites à cette profondeur."

Pendant cette année là, Arctic Sciences Ltd., pour le compte de l'Institut des sciences de la mer, utilisait 10 dériveurs à drague dépistées par satellite pour mesurer les courants quasi-superficiels, principalement dans le détroit de Barrow, à l'ouest du détroit de Lancaster. Cinq de ces dériveurs se sont déplacés vers l'est, sortant du détroit de Barrow et entrant dans le goulet du

Prince-Régent, ce qui révèle un fort (50 cm/s) flux persistant de sens sud-est dans le goulet du Prince-Régent. Deux dériveurs ont traversé le détroit de Lancaster, fournissant des données sur les courants quasi-superficiels le long de leurs trajectoires (voir Figure 3-4). Les structures tourbillonnaires révélées par la trajectoire de la bouée au centre du détroit de Lancaster, au large de la presqu'île de Brodeur et du goulet de l'Amirauté étaient particulièrement intéressantes. La taille de ces tourbillons était de 30 à 60 km, leur emplacement étant variable de même que leur sens de rotation. L'une des bouées a gagné la mer de Baffin par le fort courant de sens est du côté sud de l'est du détroit de Lancaster, avec des déplacements vers l'est de 50 à 60 cm/s au large de la péninsule de Borden et de l'Île Bylot.

Les résultats combinés de ces études de 1977 indiquent que le courant envahissant l'est du détroit de Lancaster à partir de la mer de Baffin (autrefois décrit comme un tourbillon anti-horaire) est la principale caractéristique de la circulation océanique dans la région. Ces premières mesures directes révèlent que les vitesses atteignent souvent 50 cm/s ou plus dans le noyau de ce courant à variation spatiale. Ces vitesses sont considérablement plus élevées que les valeurs calculées indirectement selon les profils de salinité et de température océanographiques qui constituaient la base des recherches sur la circulation avant les études de 1977.

Dans la partie centrale du détroit de Lancaster, à l'ouest du courant intrusif, la circulation océanique semble être caractérisée par des écoulements relativement faibles se produisant souvent sous forme de tourbillons variables et irréguliers. Les écoulements plus forts et plus persistants peuvent se produire le long du côté sud du détroit; ils semblent résulter des courants d'intrusion (semblables à ceux dans l'est du détroit de Lancaster) associés à un transport net vers l'est à travers le détroit et s'étendant dans le goulet du Prince-Régent (Fissel et Marko 1978) et probablement dans le goulet de l'Amirauté.

4. PROGRAMMES D'OCEANOGRAPHIE PHYSIQUE EXECUTES SUR PLACE - 1978 ET 1979

En raison des limites de la base de données d'océanographie physique existante étudiée ci-dessus, un important programme de mesurages a été réalisé au cours de l'été 1978 et répété sous une forme modifiée et un peu plus importante au cours de l'été 1979. Des quantités limitées de données ont également été collectées au cours de l'automne, de l'hiver et du printemps 1978-79.

Les travaux exécutés sur place au cours du second été ont effectivement aidé à étudier l'océanographie de la région. Ils ont donné l'occasion de vérifier la permanence des principales caractéristiques de la circulation des eaux en été. Avec certaines données historiques de portée plutôt limitée, l'information beaucoup plus détaillée obtenue en 1978 a servi de base pour concevoir un programme amélioré de travaux à exécuter sur place au cours de l'été 1979.

Les travaux d'océanographie physique exécutés sur place peuvent être divisés en plusieurs éléments:

1) Mesurages des courants subsuperficiels à l'aide de courantomètres amarrés.

2) Mesurages des courants quasi superficiels à l'aide de dériveurs à drague, suivis par satellite.

3) Mesurages extensifs des profils de conductivité, de température et de profondeur.

4) Profils verticaux des courants dans les 50 m supérieurs de la colonne d'eau, à partir d'un navire.

5) Mesurages des niveaux d'eau à l'aide d'un limnigraphe déposé au fond de la mer.

6) Mesurages des courants de surface et des profils verticaux de conductivité, température et profondeur dans les zones côtières.

La portée des données et l'exactitude des mesurages sont indiquées ci-dessous. Des informations plus détaillées peuvent être obtenues dans les rapports de données publiés dans l'annexe pour chaque élément du programme.

4.1 Données des courants subsuperficiels

Des séries chronologiques de mesurages des courants subsuperficiels ont été obtenues en 14 endroits au cours de l'été 1978 (31 juillet - 5 octobre) et en 18 endroits au cours de l'été 1979 (23 juillet - 2 octobre); elles sont indiquées sur les Figures 4-1 et 4-2. Au début des études de l'été 1979, cinq dispositifs d'ancrage qui étaient restés en place depuis la fin du programme de l'été 1978 ont également été récupérés. À ces emplacements hivernaux (stations 1, 2, 8a, 10 et 13), les courants étaient mesurés à des intervalles d'une heure alors que cet intervalle était de 10 minutes pour les mesurages de courant effectués l'été.

Les courantomètres étaient placés à des profondeurs normalisées de 35 m, 125 m, 250 m, 500 m et 750 m; chaque point d'ancrage en comportait un à 35 m de profondeur, la profondeur des autres (entre deux et cinq) variant selon l'emplacement, comme l'indique la Figure 4-3.

Les courantomètres étaient du modèle Aanderaa RCM-4, modifiés pour améliorer leur sensibilité directionnelle et fonctionner pendant des périodes de 10 mois. Ils mesuraient la température, la conductivité et la pression, ainsi que la vitesse et la direction avec les précisions indiquées dans le Tableau 4-1.

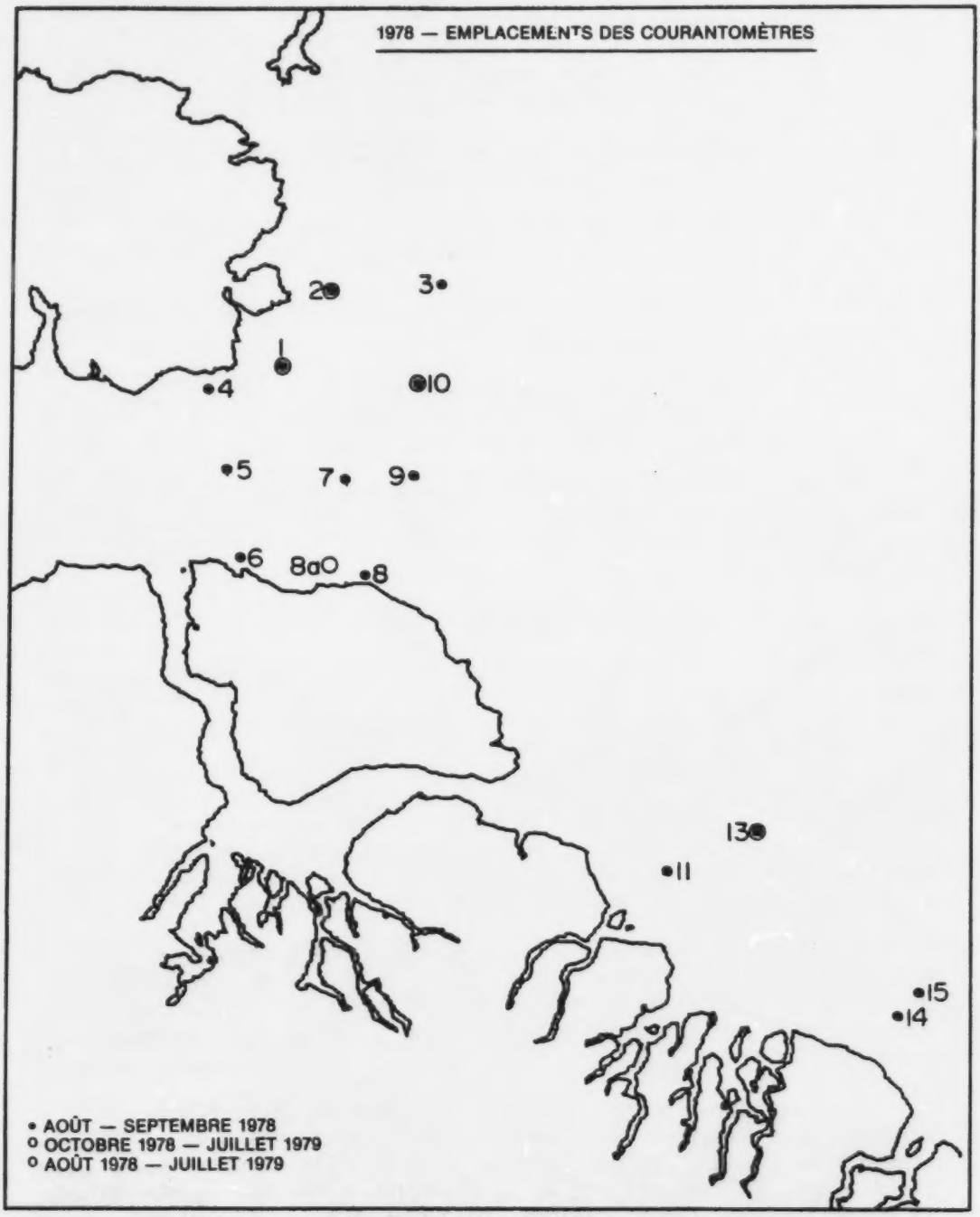


Figure 4-1 Emplacements des points d'ancrage des courantomètres pendant l'été 1978. Les stations indiquées par un 0 ont fonctionné d'octobre 1978 à juillet 1979 et ont été ensuite récupérées.

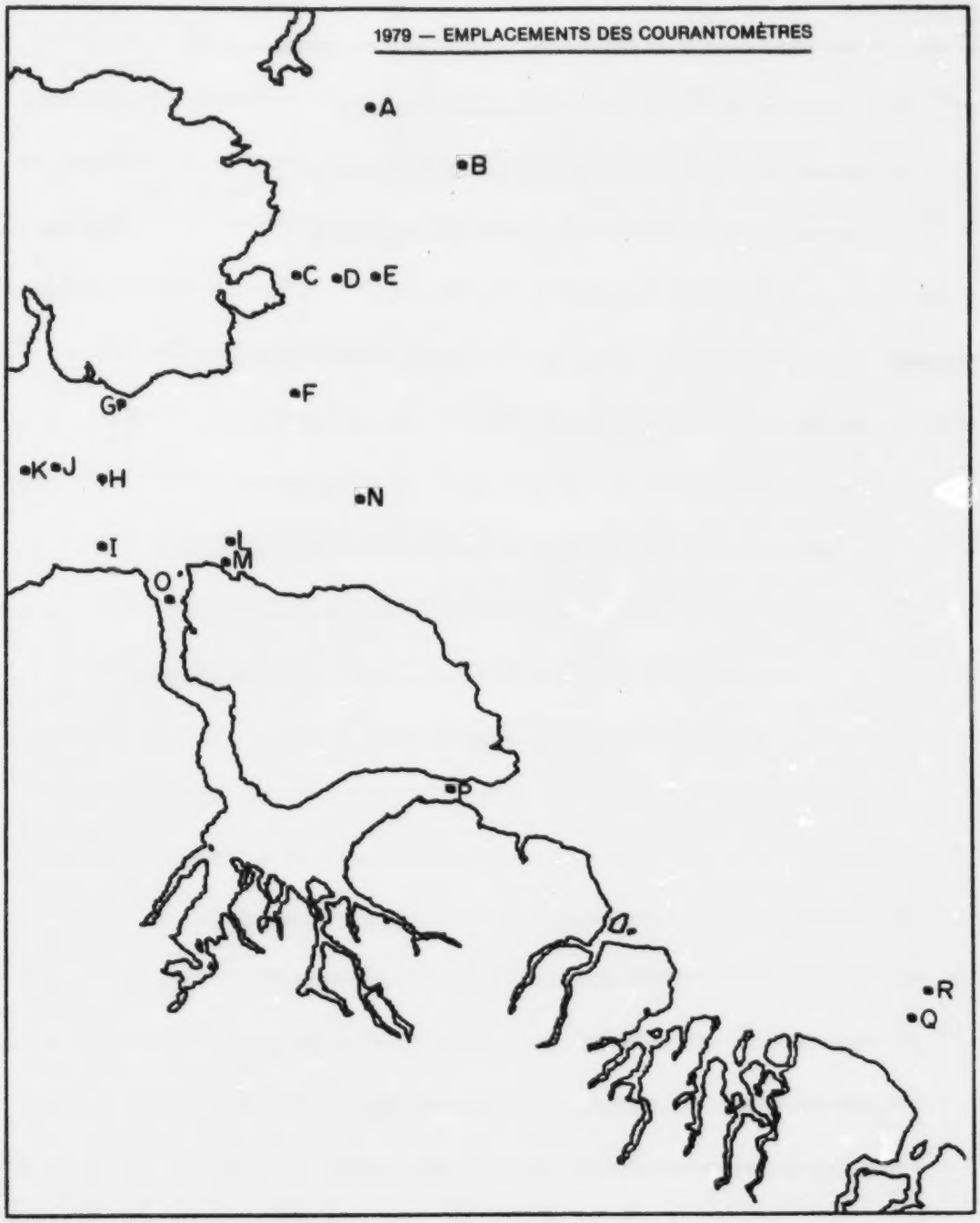


Figure 4-2 Emplacements des points d'ancrage des courantomètres pendant l'été 1979.

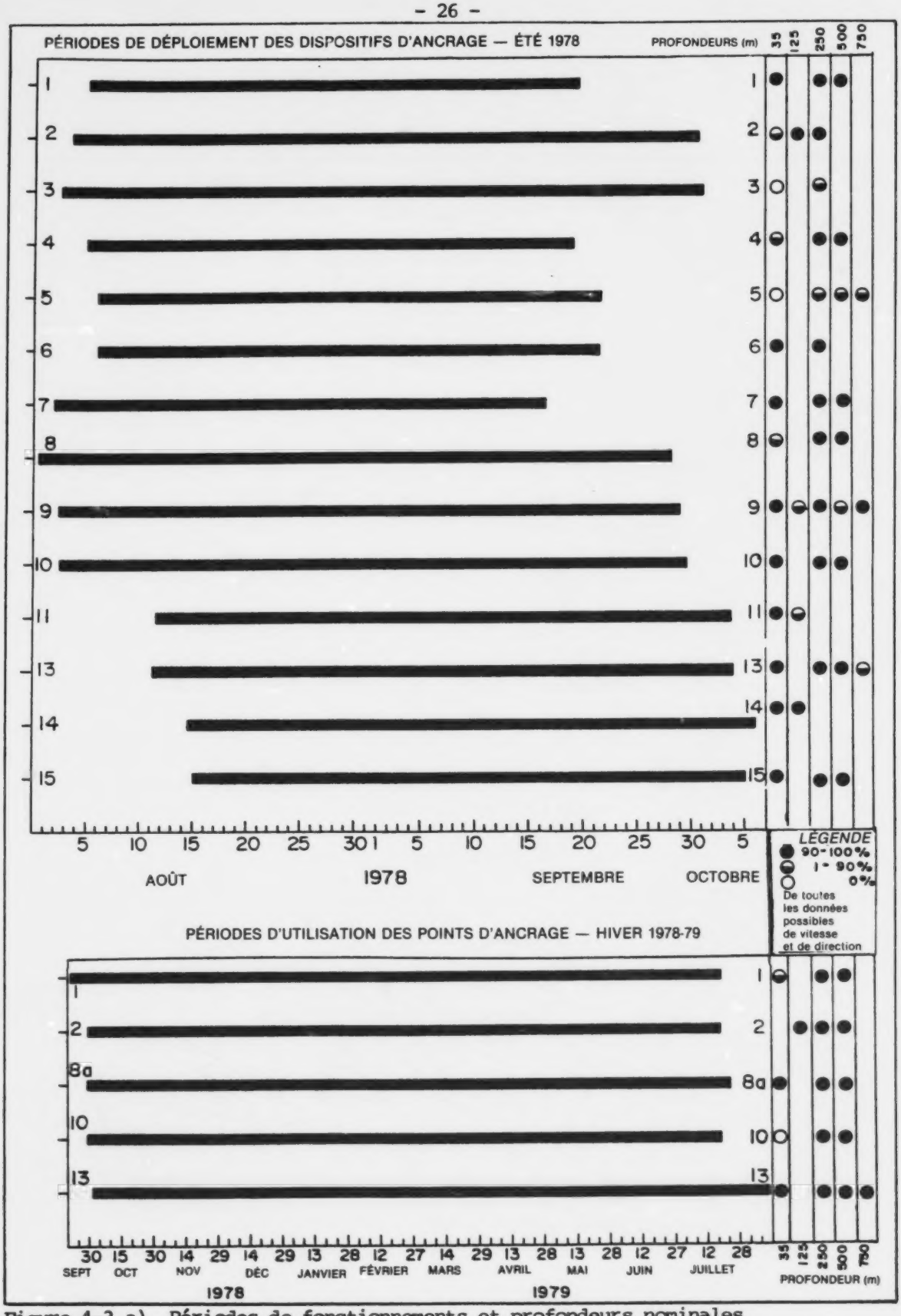


Figure 4-3 a) Périodes de fonctionnements et profondeurs nominales des instruments pour chaque point d'ancrage de courantomètre au cours de l'été 1978 et de l'hiver 1978 - 1979.

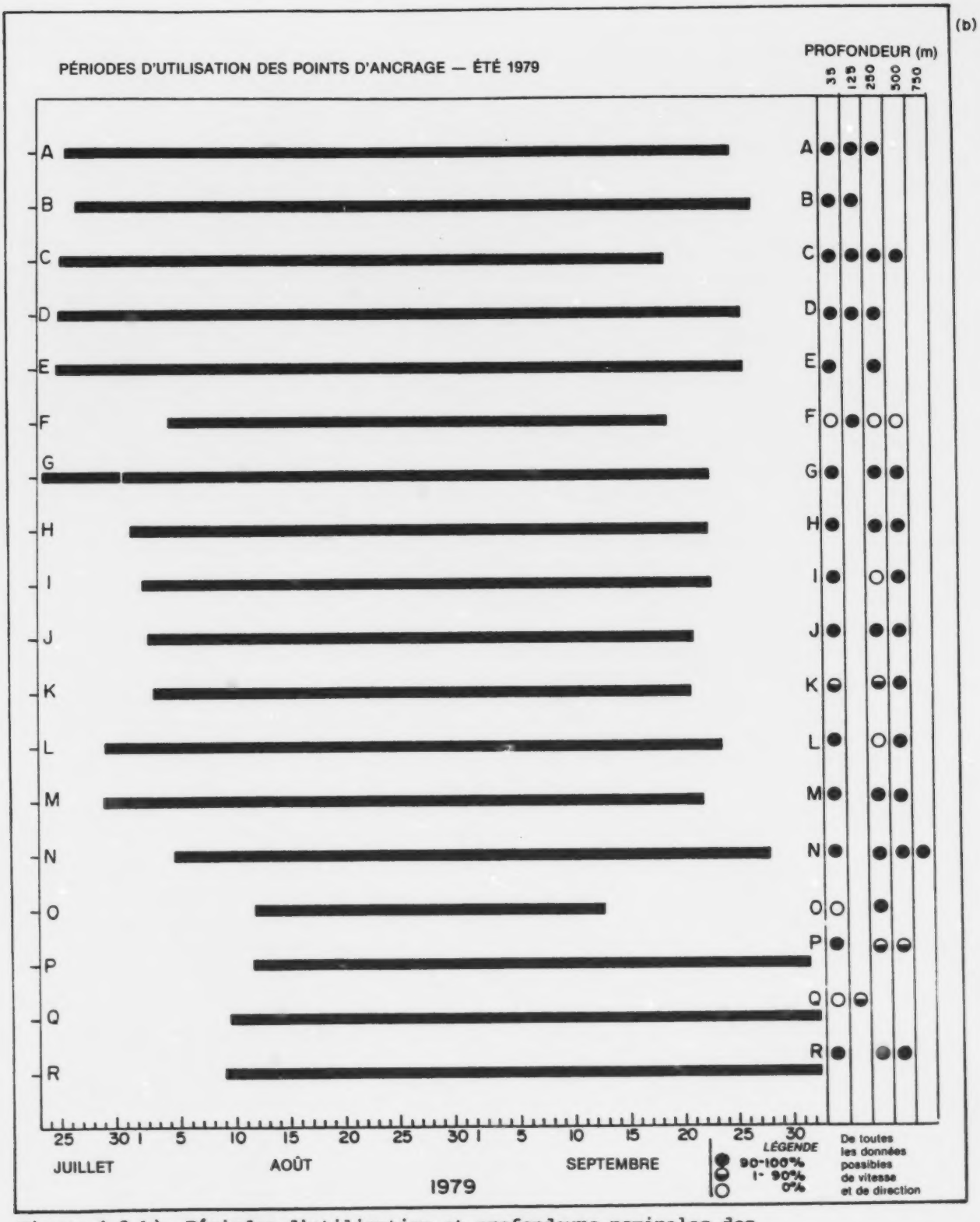


Figure 4-3 b) Périodes d'utilisation et profondeurs nominales des instruments pour chaque point d'ancrage de courantomètre au cours de l'été 1979.

Tableau 4-1

Données courantométriques sur la température, la conductivité et la pression ainsi que sur la vitesse et la direction, relevées avec la précision indiquée.

Valeur mesurée	Précision
Vitesse	± 1 cm/s ou ± 2% de la vitesse réelle (choisir la valeur la plus grande)
Direction	comprise entre ± 5 degrés et ± 18 degrés près, selon l'emplacement et le type de dispositif d'ancrage
Température	± 0,15°C
Conductivité	résolution de 0,1% de la gamme, soit 70 mmho/cm ou 42 mmho/cm. Précision inconnue.
Pression	± 1% de la plage comprise entre 345 dbar et 2070 dbar.

Les précisions ci-dessus sont fournies par le constructeur, à l'exception de celles des canaux directionnels. Dans cette région, la précision des directions est inférieure à la précision nominale à cause de la proximité du pôle nord magnétique. Toutefois, certaines erreurs de direction peuvent être réduites en apportant certaines modifications aux courantomètres et à la conception des points d'ancrage, et en appliquant soigneusement les méthodes d'étalonnage. L'erreur directionnelle réelle varie selon la force du champs horizontal local, les données historiques d'étalonnage par courantomètres et la conception des points d'ancrage. Fissel et Wilton (1980) estiment que la précision de la direction est comprise entre ± 5 degrés et ± 18 degrés pour la présente étude.

4.2 Données des dériveurs suivis par satellite

Au cours de l'été 1978, quinze (15) dériveurs suivis par satellite ont été mis à la mer; trente-cinq (35) autres du même type l'ont été l'été suivant. Ces dériveurs, construits par Hermes Electronics Ltd., consistaient en une bouée attachée à une grosse ancre flottante du type à voile; l'ancre flottant à des profondeurs comprises entre 4,6 et 11 m et constituant plus de 90% de la surface totale du dériveur, on prévoit que celui-ci se déplace avec les courants présents à ces profondeurs.

Les dériveurs étaient repérés au moyen de systèmes de positionnement transportés par satellite; en 1978, le système RAMS (Coates, 1973) a été utilisé alors qu'en 1979 le système ARGOS, plus précis, (Bessis, 1979) était devenu disponible et a été employé dans ce but. L'exactitude positionnelle du système RAMS est de ± 4,6 km

avec un niveau de confiance de 95%, alors que la précision correspondante du système ARGOS est de ± 1,2 km (Fissel, 1980). Pour calculer la vitesse, un intervalle de temps minimum de 0,5 jour était nécessaire pour que les dériveurs de 1978 atteignent une vitesse de ± 15 cm/s. En raison de la plus grande précision positionnelle des dériveurs de 1979, une précision de ± 8 cm/s était atteinte pour la vitesse, avec un intervalle de temps minimum de 0,25 jour.

Le nombre d'observations des données positionnelles a varié considérablement de 1978 à 1979. En août 1978, quatre ou cinq positions valides étaient reçues chaque jour pour chaque dériveur. Toutefois, après le mois d'août, deux positions valides seulement étaient obtenues chaque jour et des périodes de jusqu'à deux jours s'écoulaient sans qu'aucune position ne soit reçue. En 1979, les dériveurs équipés d'émetteurs ARGOS faisaient l'objet d'un beaucoup plus grand nombre d'observations, avec en moyenne dix positions valides par jour.

Les emplacements de déploiement des dériveurs de 1978 et de 1979 sont indiqués sur la Figure 4-4. Les six premiers dériveurs ont été déployés du 3 au 8 août au large de la côte sud-est de l'île Devon. Le 28 août, cinq autres dériveurs furent mis à la mer à l'est de l'île Devon, suivies le 7 et le 20 septembre du déploiement de paires de dériveurs de chaque côté du détroit de Lancaster.

Trente-cinq dériveurs furent mis à l'eau pendant l'été 1979. Parmi ceux-ci, dix-huit le furent au large de la côte est de l'île Devon, en trois lots: les 12 et 13 août, le 31 août et les 14 et 15 septembre. Quatorze dériveurs furent mouillés au centre et à l'ouest du détroit de Lancaster, six d'entre eux les 23 et 24 août, trois les 5 et 6 septembre et cinq le 13 septembre. Les trois derniers dériveurs furent mis à la mer au large de la côte nord-est de l'île Bylot, le 15 août.

La période de fonctionnement des dériveurs variait considérablement et était comprise entre zéro et 96 jours. Les opérations furent terminées à cause de la panne complète d'un grand nombre de dériveurs, apparemment due à l'impact des glaces ou des rives, ou à l'immobilisation par la glace de mer hivernale. En 1978, la période médiane de fonctionnement était seulement de 11 jours, contre 28 jours en 1979, probablement à cause des conditions d'emplacement plus difficiles cette année-là.

Des dériveurs de 1978, deux survécurent à l'hiver 1978-1979 et l'un fonctionnait encore en juin 1979. Plusieurs des dériveurs mouillés au cours de l'été 1979 fonctionnent encore actuellement.

4.3 Mesurages des conductivités, températures et profondeurs (CTD)

Ces données sont utilisées pour étudier la circulation des eaux dans la région ainsi que pour définir la répartition des caractéristiques de l'eau et principalement des températures, salinités et densités. Les courants peuvent être calculés à partir

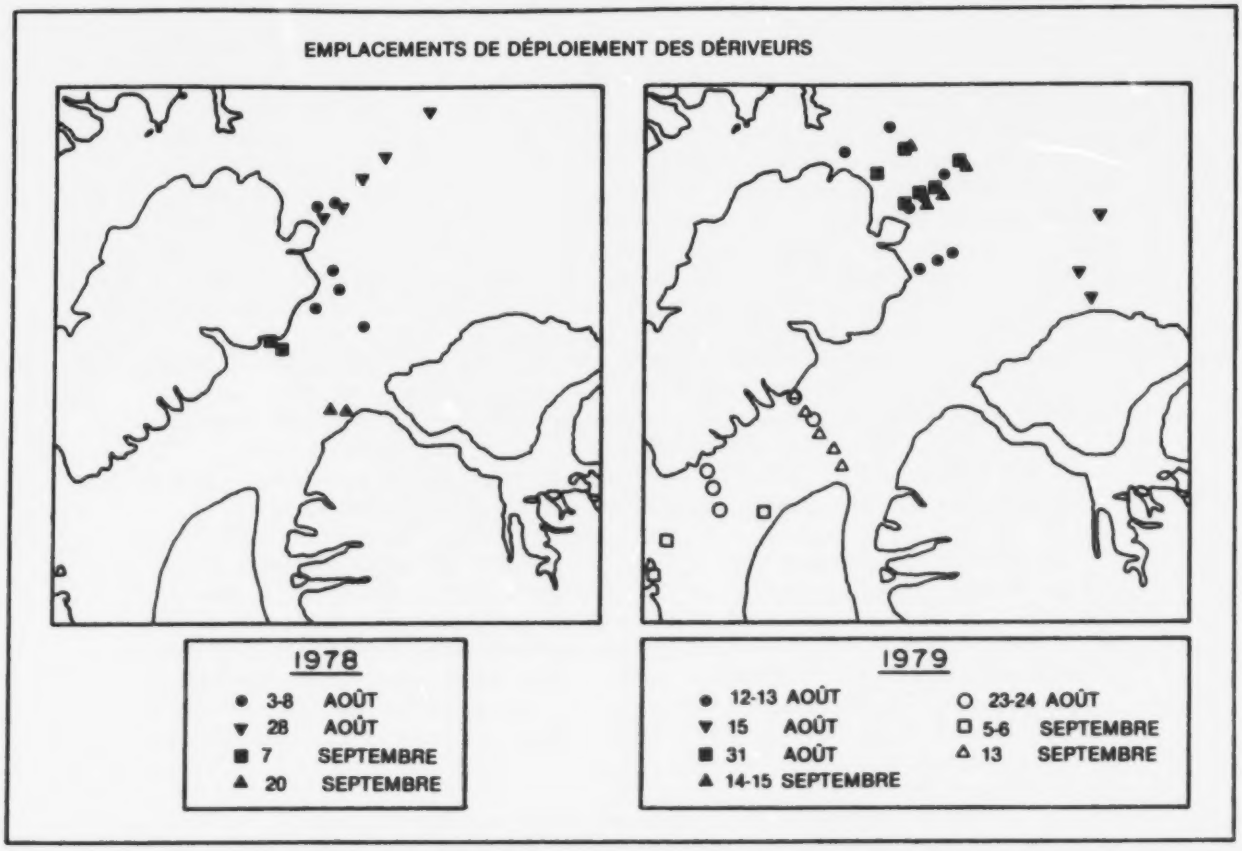


Figure 4-4 Dates et positions de déploiement des dériveurs suivis par satellite en 1978 et 1979.

des données de conductivité, de température et de profondeur en déterminant la répartition interne des densités et en supposant que la circulation est équilibrée géostrophicalement. Cette méthode est à la base d'un grand nombre de données océanographiques historiques; toutefois, les études de 1978 et 1979 ont l'avantage de fournir simultanément des mesurages directs des courants et des mesurages calculés géostrophicalement.

Une sonde numérique CTD Guildline modèle 8706 et un dispositif de contrôle modèle 87102 étaient utilisés. Les précisions de l'instrumentation indiquées par le constructeur sont de ± 0,005 parties par milliers d'équivalent de salinité, de ± 0,005°C (température) et de ± 2,25 dbar ou ± 3,75 dbar selon la plage du capteur de pression. Ces mesurages sont effectués à raison de 25 par seconde, ce qui correspond à un intervalle spatial de six cm et une vitesse de 1,5 m/s.

L'instrument a été étalonné au Northwest Regional Calibration Center de Bellevue, Washington, avant et après chaque voyage. De plus, des mesurages indépendants de salinité de température étaient effectués à l'aide d'une bouteille à eau montée au-dessus de l'instrument. L'instrument se comportait bien pour les données CTD de 1978 et les données obtenues concordaient avec celles de la bouteille. Toutefois, les données de 1979 des mesurages de la salinité sont plus erratiques en raison d'une défectuosité de fonctionnement de l'instrument. La précision générale des salinités est estimée à ± 0,02 partie par millier dans les cas où les données des bouteilles sont disponibles et à ± 0,04 partie par milliers dans les autres cas (Lemon, 1980).

Au total, 193 mesurages CTD furent effectués à 85 stations du 23 juillet au 8 octobre 1978. Les emplacements des stations sont indiqués sur la Figure 4-5. En 1979, 328 mesurages furent effectués à 144 stations du 17 juillet au 12 octobre 1978 (Figure 4-6). En 1979, le nombre de stations est plus grand à cause des mesurages plus détaillés effectués dans l'est du détroit de Lancaster et au large des îles Devon et Bylot à la suite de l'étude des résultats de 1978. La zone étudiée fut également étendue plus à l'ouest dans le détroit de Lancaster et vers le nord et au large des entrées du détroit de Jones.

4.4 Mesurages des profils de courant

Des profils verticaux des courants furent obtenus à l'aide d'un courantomètre Endeco modèle 110 à partir du navire utilisé pour les études océanographiques, le M.V. Theron. Selon les spécifications du constructeur, la précision des vitesses est de ± 8 cm/s. La précision des données directionnelles était limitée à ± 30 degrés dans les champs magnétiques horizontaux faibles, comme l'ont montré des essais effectués sur place et en laboratoire (Fissel et Birch, 1980). Ces précisions ne s'appliquent qu'à des vitesses établies en fonction de celle du navire, avec certains écarts supplémentaires causés par l'inexactitude du mesurage de sa vitesse. Avec l'équipement de positionnement disponible du navire

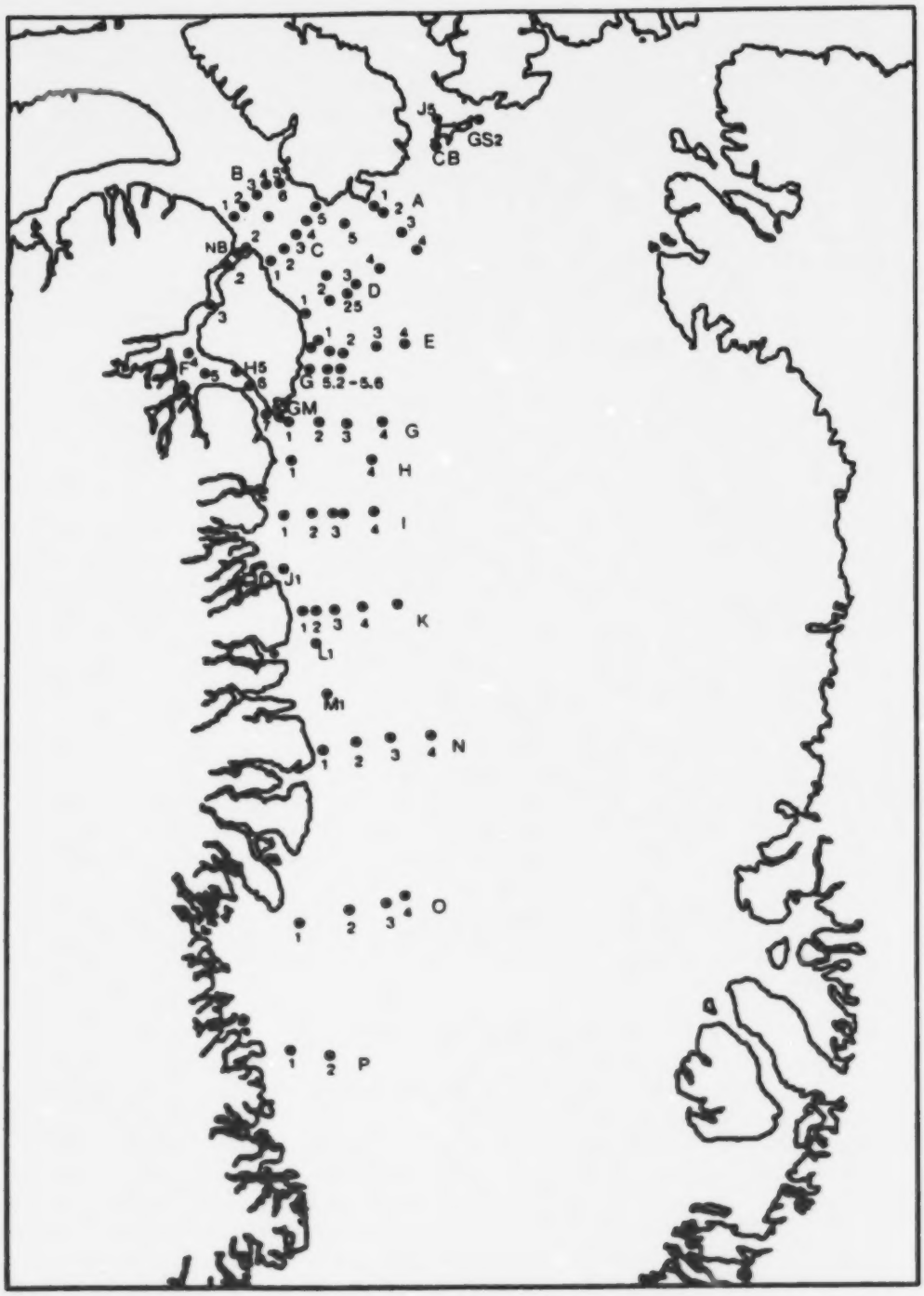


Figure 4-5 Emplacements des stations CTD en 1978.

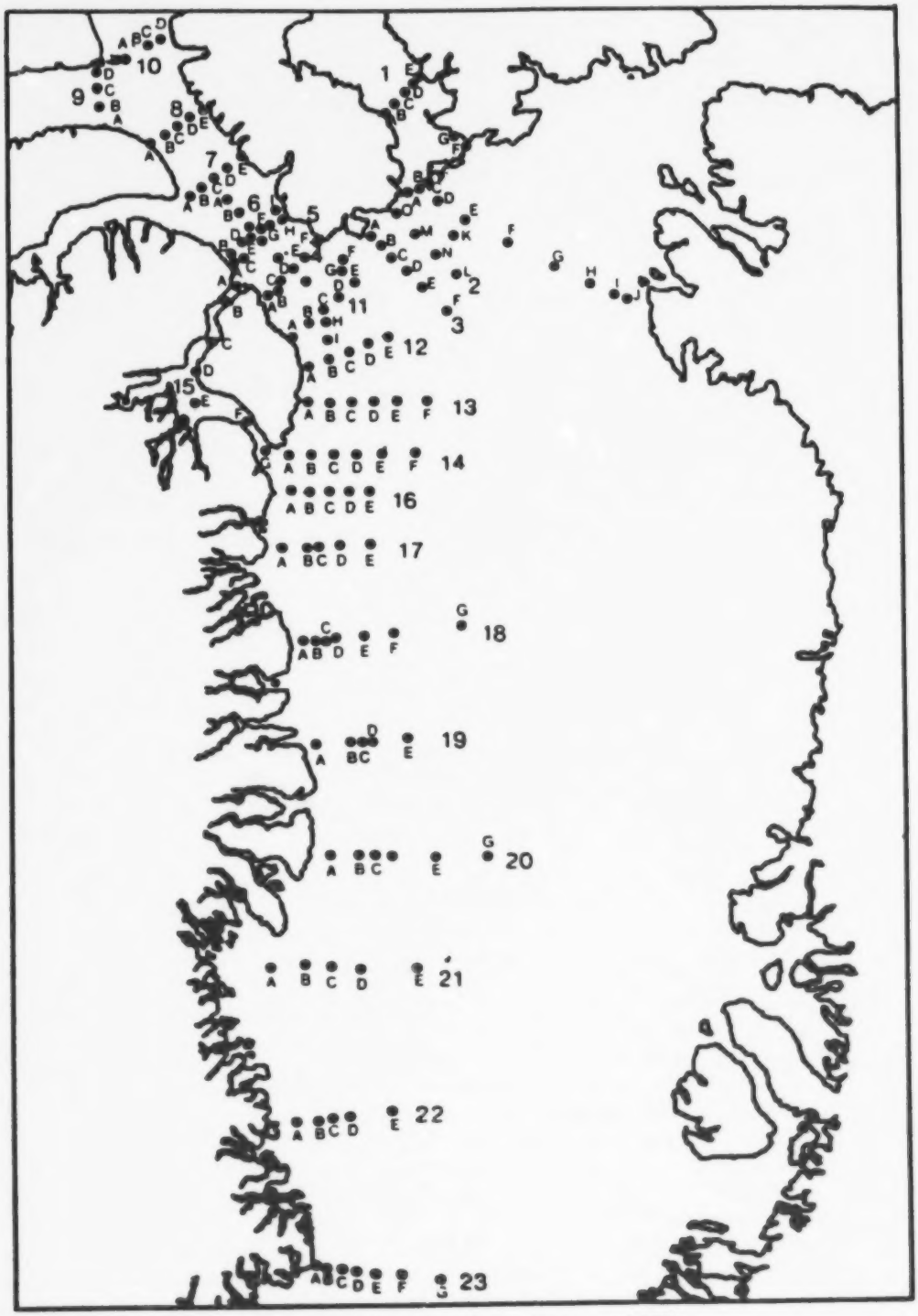


Figure 4-6 Emplacements des stations CTD en 1979.

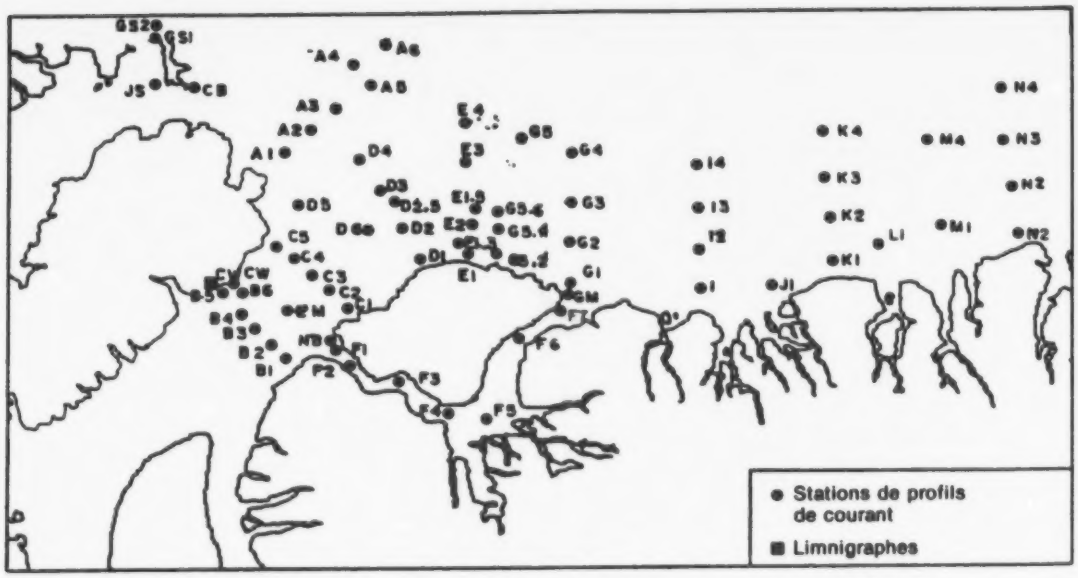


Figure 4-7 Emplacements des stations de mesurage des profils de courant en 1978.

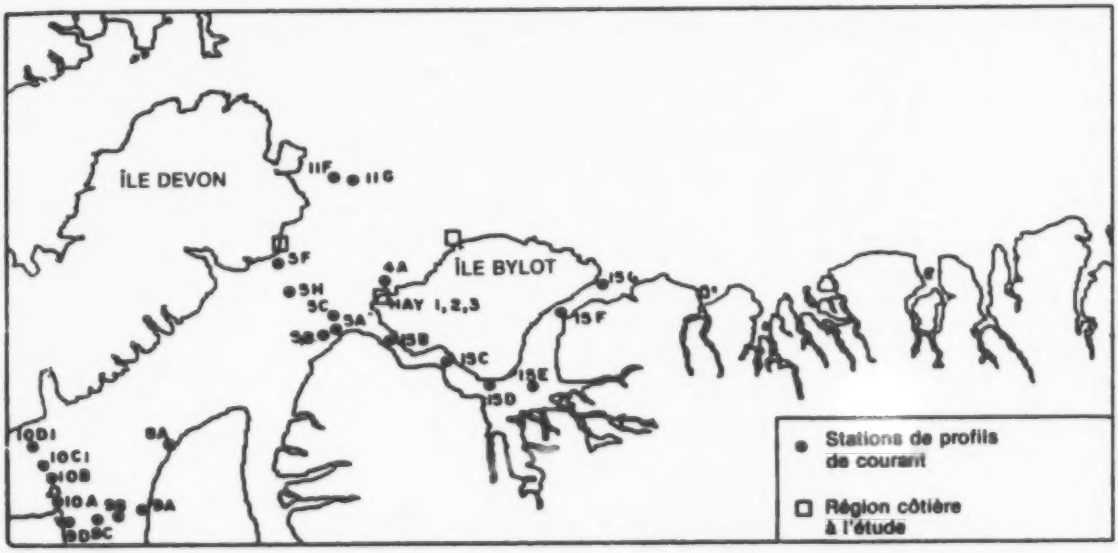


Figure 4-8 Emplacements des stations de mesurage des profils de courant en 1979.

(radar et navigtion par satellite), il n'était possible de mesurer les vitesses du navire qu'avec une précision de 20 cm/s à des distances de 10 km ou moins de la rive. À des distances plus grandes, les écarts étaient si importants que les données devenaient trop incertaines pour déterminer les vitesses absolues des courants.

Du 25 juillet au 6 octobre 1978, 152 profils de courants individuels furent obtenus en 50 stations, comme l'indique la Figure 4-7. En raison des précisions désappointantes obtenues, le nombre des mesurages des profils du courant fut diminué en 1979; 26 profils de courant furent alors mesurés, tous en des emplacements différents (Figure 4-8), du 1er au 11 septembre 1979.

4.5 Mesurages des niveaux de l'eau

Des mesurages des niveaux de l'eau furent effectués dans la baie Johnson, île Devon (voir Figure 4-9), du 22 août 1978 au 12 mai 1979, soit au cours d'une période de 263 jours. L'instrument utilisé était un Applied Microsystems modèle TG-12A, conçu pour mesurer les variations du niveau de la mer avec une précision de $\pm$ 0,2 cm en utilisant un capteur de pression placé sur le fond. Un défaut interne de l'instrument limitait toutefois les précisions à $\pm$ 1 cm (Birch, 1980).

4.6 Études d'océanographie physique des fonds côtiers

Des données indiquant l'intensité et souvent la complexité des circulations ont été obtenues à partir d'observations à bord du navire en 1978 dans les zones de fonds côtiers. Toutefois, les opérations faites à partir du navire étaient nécessairement limitées par le manque de cartes nautiques détaillées et les conditions souvent difficiles de la glace dans ces régions. Au cours de l'été 1979, des études de l'océanographie physique des zones de fonds côtiers furent effectuées à partir de camps basés sur la rive, en utilisant de petites embarcations gonflables. Les zones étudiées étaient situées près des caps Warrender, Fanshave et Hay (Figure 4-9).

Les données recueillies au cours des études des fonds côtiers comprenaident des mesurages des courants superficiels, des profils CTD et des mesurages des vents côtiers locaux. Les mesurages de courant étaient obtenus en repérant des dériveurs de surface conçus pour simuler les mouvements des déversements d'hydrocarbures; ceux-ci consistaient en plusieurs cercles couverts de nylon, attachés les uns aux autres et portant un petit émetteur radio. Les signaux radio étaient détectés par un récepteur construit par Novatech Ltd. à bord du navire observateur, qui constituait un moyen efficace d'observer les dériveurs suivant les déversements d'hydrocarbures. Le navire était ensuite positionné au moyen d'un système de positionnement par micro-ondes Del Norte ou par d'autres moyens. La précision des vitesses déterminées était de $\pm$ 3,5 cm/s (Birch, 1980a). Ordinairement, entre deux et cinq bouées simulant un déversement d'hydrocarbure étaient suivies simultanément pendant des périodes de plusieurs heures.

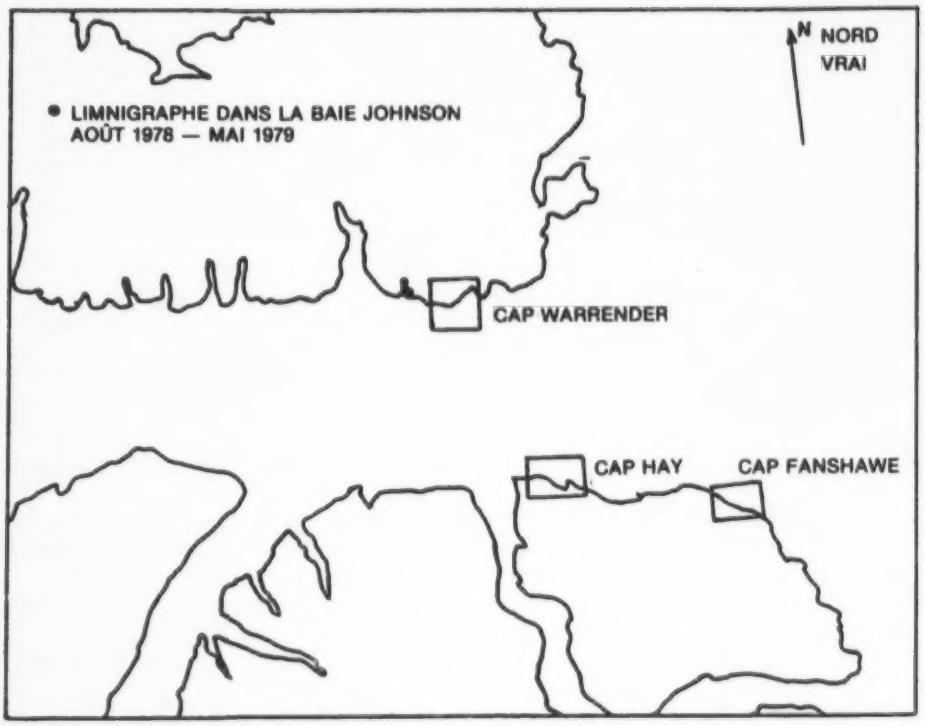


Figure 4-9 Emplacements des zones de fonds côtiers étudiés au cours de l'été 1979 et du limnigraphe utilisé d'août 1978 à mai 1979.

5. RÉSULTATS

5.1 Introduction

Un nombre important de phénomènes océaniques, couvrant une vaste plage spatio-temporelle, se combinent pour produire la circulation observée dans la région étudiée. Ils peuvent être regroupés en grandes catégories suivant leur échelle (d'après Monin et al, 1977):

1) Les phénomènes à petite échelle (dont la période varie entre une fraction de seconde et quelques dizaines de minutes, dont l'étendue varie entre un cm et 100 m; ce sont les ondes superficielles, les ondes internes et certaines turbulences);

2) Les mésophénomènes (dont la période varie entre l'heure et la journée, dont l'étendue varie de 0,1 à 10 km; ce sont les courants de marée et les oscillations inertielles);

3) Les variations synoptiques (dont la période varie entre quelques jours et plusieurs mois, dont l'étendue varie de 10 km jusqu'aux dimensions d'un bassin; ce sont les variations d'un grand phénomène circulatoire comme celles du courant de Baffin);

4) Les variations saisonnières (dont la période est d'un an (y compris les harmoniques), dont l'étendue est égale à celle d'un bassin; ce sont les variations rattachées à l'évolution annuelle de la couverture glacielle);

5) Les variations d'une année à l'autre (dont la période varie entre un an et dix ans, dont l'étendue est égale à celle d'un bassin);

6) Les variations séculaires (dont la période est donnée en dizaines d'années; ce sont les variations rattachées aux variations climatiques de même période).

Avec des données obtenues au cours de la présente étude et extraites de relevés antérieurs, il est possible d'évaluer, par ordre croissant de fiabilité, les variations d'une année à l'autre, les variations saisonnières, les variations synoptiques et les mésophénomènes. La base de données est beaucoup trop récente pour permettre l'étude de phénomènes séculaires ou les variations d'un siècle à l'autre, tandis que le rythme des observations ne permet pas d'élucider la plupart des phénomènes à petite échelle.

Pour rester dans l'optique du présent rapport, nous avons accordé beaucoup plus d'importance à la circulation superficielle et à la couche supérieure de l'eau (jusqu'à quelques dizaines de mètres) qu'au reste. La circulation océanique, à ces deux niveaux, est un important vecteur de transport de polluants, de glace de mer et d'icebergs. En outre, ils constituent le siège d'une importante activité biologique.

La Figure 5.1-1 montre des auto-spectres caractéristiques, obtenus à partir de mesures courantométriques effectuées à une station fixe, à 35 m de profondeur environ. Il s'agit des densités spectrales de l'énergie cinétique, pondérées par bande et présentées comme la somme des densités spectrales de chacune des parties d'un courant. Afin d'obtenir une progression à peu près régulière de l'échelle logarithmique des fréquences, nous faisons varier le degré de pondération par bande d'un minimum de trois à la plus basse fréquence (E.-T. de 58%) à une valeur au-delà de cent aux fréquences supérieures (E.-T. de 10% ou moins). Pour les spectres on trace la courbe fréquences-temps-densité spectrale en fonction de log fréquence. Ainsi, la surface sous la courbe représente la part de variance de toute gamme de fréquences choisie.

Tous les spectres ont un air de famille, ayant un large pic dont l'amplitude le situe dans l'échelle synoptique et des pics mineurs correspondant aux fréquences diurnes et semi-diurnes. Le pic synoptique a une période de deux à 90 jours et un important maximum généralement entre trois et 30 jours. Les pics individuels, superposés à celui-ci, n'ont aucune importance statistique puisqu'il est impossible d'obtenir une pondération suffisante à ces basses fréquences. Il demeure que, pris dans son ensemble, le pic d'échelle synoptique domine le spectre et compte souvent pour plus de la moitié de la variance totale.

Les pics situés aux fréquences diurnes et semi-diurnes sont minces, mais souvent intenses, notamment dans la bande de fréquences semi-diurnes qui recouvre les variations périodiques attribuables aux courants de marée et aux oscillations inertielles. Le niveau atteint par les spectres diurnes est généralement plus bas et dans certaines régions, n'a pas de valeur significative.

Pour les fréquences dépassant deux cycles par jour, le niveau atteint par les spectres chute rapidement. La contribution de la portion résolue dans les hautes fréquences, correspondant aux phénomènes à petite échelle, est assez négligeable, moins de 5% de la variance totale. Néanmoins, certains de ces phénomènes à petite échelle peuvent avoir de l'importance: c'est le cas des ondes internes dans les régions côtières comportant une grande quantité d'eau superficielle saumâtre par la suite du déversement d'eau de ruissellement (section 5.6).

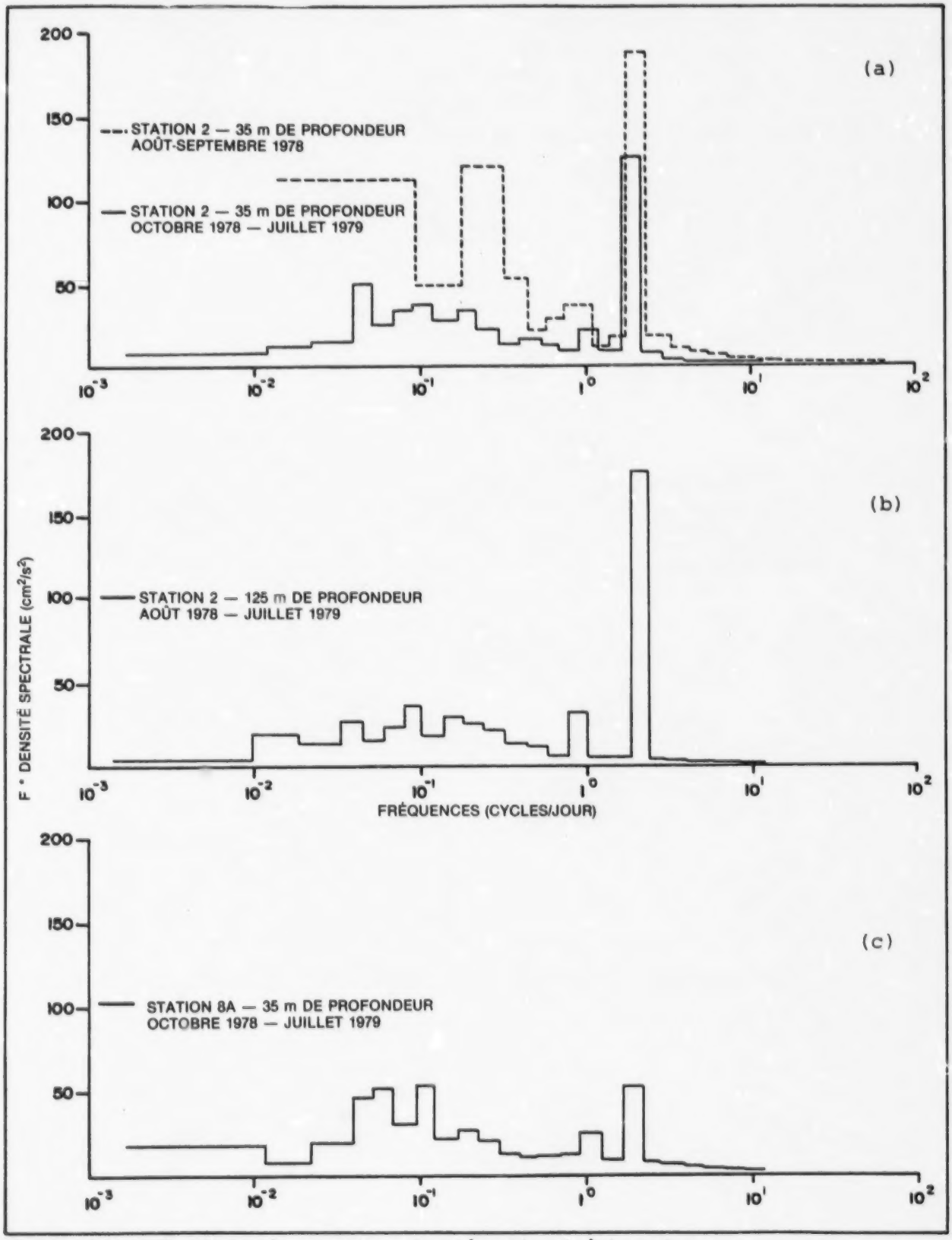


Figure 5.1-1 a), b) et c): Spectres de l'énergie cinétique des courants à a) la station 2 (35 m), b) la station 2 (125 m) et c) la station 8a (35 m).

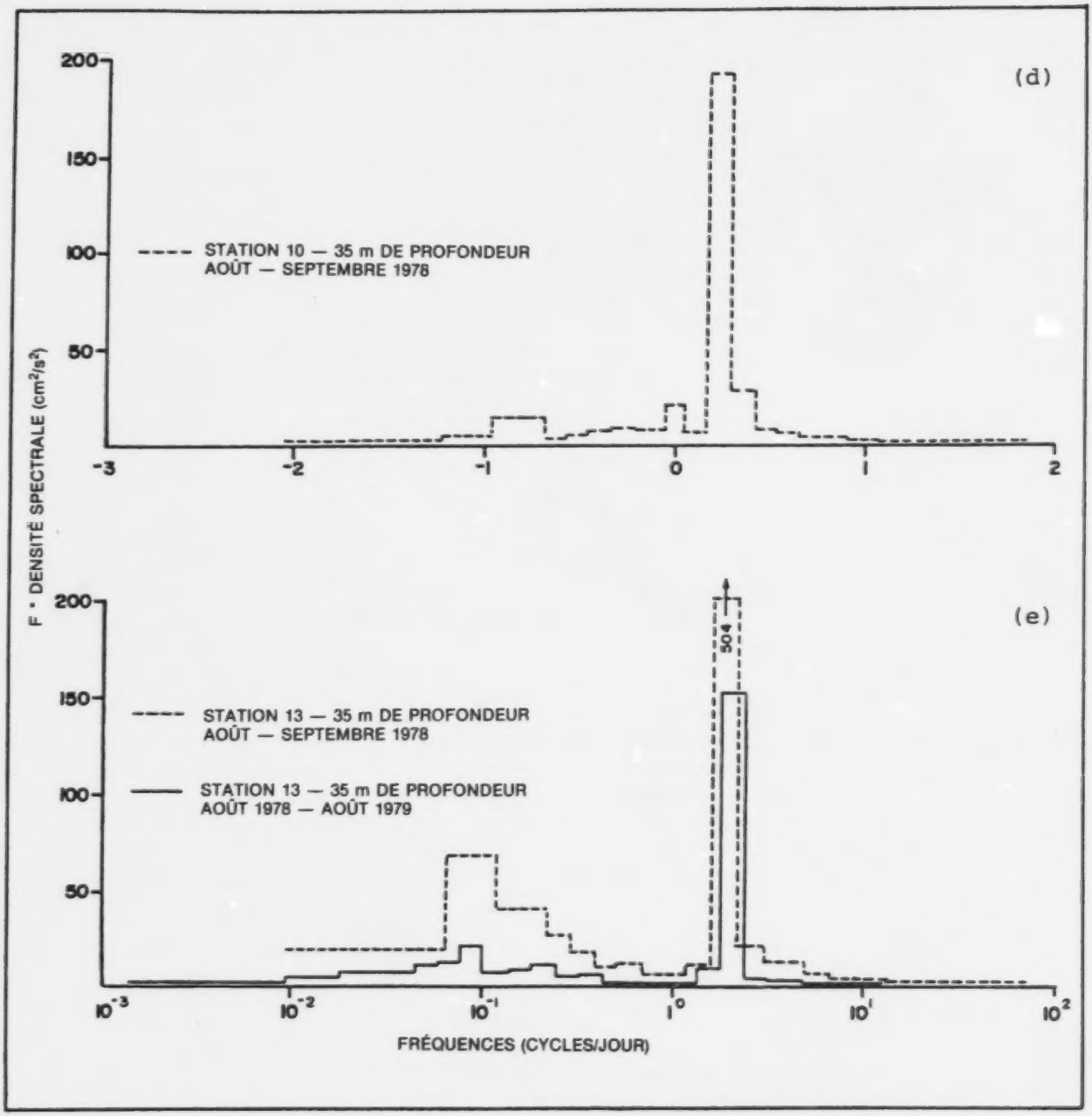


Figure 5.1-1 d) et e): Spectres de l'énergie cinétique des courants à d) la station 10 (35 m) et e) à la station 13 (35 m).

La plus grande contribution à la variance provient des variations synoptiques. En certains endroits, cette large bande peut compter pour 90% de la variance totale; ainsi, les variations synoptiques obtenues par la mesure de forts courants bien définis sont plus importants que celles des secteurs dépourvus de tels courants (comparer les spectres des stations 2 et 10; la première station est située sur le passage d'un fort courant sud-ouest, passé l'île Devon, alors que l'autre est située dans une région de faible écoulement). Les variations synoptiques correspondent aux changements de régime, que ce soient le déplacement des courants ou des changements de direction ou de vitesse de l'écoulement.

Il semble se produire des changements significatifs du niveau des spectres, liés aux saisons et peut-être à la variation saisonnière de la couverture de glace. Le niveau est plus élevé d'août à septembre, période pendant laquelle les eaux sont habituellement libres, que le reste du temps. Ces variations saisonnières sont observées dans la bande synoptique et dans la bande semi-diurne. Dans le deuxième cas, ceci peut être attribué largement à la réduction des oscillations inertielles créées par le vent quand les eaux sont englacées. Au niveau des variations synoptiques, le passage des saisons est mal compris. Les variations résulteraient du découplage limité du vent et des mouvements superficiels de l'eau par suite de la prise de la glace l'hiver ou bien elles pourraient révéler la présence de variations saisonnières à grande échelle de l'écoulement d'eau venant de l'Arctique par la mer de Baffin.

Dans l'analyse détaillée de la circulation qui suit, les principaux phénomènes sont donnés par sous-régions et leur variabilité à l'échelle synoptique est indiquée (section 5.2). Les courants de marée et les oscillations inertielles, à des fréquences supérieures, sont décrits aux sections 5.4 et 5.5, respectivement, pendant que les variations saisonnières sont analysées à la section 5.7 et que les variations d'une année à l'autre, étudiées à partir des relevés antérieurs, sont décrites dans la section 5.8. Les phénomènes circulatoires des régions côtières font l'objet d'une étude distincte dans la section 5.6 alors que la circulation et d'autres aspects des eaux profondes sont étudiés dans la section 5.3 et dans la section 5.9.

5.2 Régimes de circulation dans la tranche supérieure d'eau

Il faut avoir une idée de la circulation superficielle et dans la tranche supérieure pour comprendre les déplacements de la glace de mer, des icebergs, du pétrole ou d'autres polluants accidentellement déversés. Il faut connaître les courants à diverses profondeurs, suivant l'encombrement des objets entraînés par l'eau. Dans le cas des gros icebergs, des données sur les courants jusqu'à 200 m peuvent être nécessaires, alors que quelques mètres suffiront dans le cas d'un déversement de pétrole. Compte tenu de cette énorme différence, nous donnons la description

sommaire de la circulation superficielle et dans la couche supérieure de la mer, fondée en majeure partie sur les données accumulées en 1978 et 1979 en vue du présent rapport. Nous attachons une importance particulière à la mesure des courants par dériveurs suivis par satellite, courants représentatifs de l'écoulement entre 4,6 et 11 m de profondeur, à l'étude des données fournies par le courantomètre le moins profond (à la profondeur nominale de 35 m) et à celle de la profondeur dynamique à la surface jusqu'au niveau de 300 décibars, établie à partir des données CTD.

Pour faciliter la description de la circulation dans la région étudiée, nous avons découpé celle-ci en plusieurs secteurs et sous-secteurs présentant une caractéristique ou un régime communs dominant la circulation locale. Les limites sont données à la Figure 5.2-1 (les larges traits légèrement ombrés) et les secteurs sont désignés par un chiffre encerclé. En outre, les secteurs côtiers (à moins de 10 km d'une côte) sont fortement ombrés. Le choix d'une largeur est un peu arbitraire puisque nous n'avons étudié en détail que trois secteurs côtiers. Ces études ont montré l'existence d'importantes différences entre les régimes de circulation des secteurs côtiers et de leurs secteurs voisins, dont les variations spatiales à petite échelle, les mouvements de marée accentués et les mouvements dus à des régimes locaux de vent parfois très différents de ceux du large.

La Figure 5.2-1 donne une représentation schématique des principales caractéristiques de la circulation dans la tranche supérieure d'eau. L'écoulement dominant en direction sud est bien évident dans l'ensemble de la région; en outre, beaucoup de courants de forte intensité sont assez étroits. Ceci comprend les phénomènes tourbillonnaires transitoires formés au large de la côte est de l'île Bylot et la pénétration variable du courant sud dans le secteur est du détroit de Lancaster. Les courants indiqués sur la Figure 5.2-1 fournissent une description très sommaire de la circulation moyenne, compte tenu de la variabilité et des phénomènes à petite échelle. A tout moment donné, le régime réel de circulation risque d'être fort différent de celui présenté ici.

5.2.1 Secteur de la limite nord

Ce secteur est à la limite nord de la région dont nous avons étudié l'océanographie physique. Il comprend la section de mer au nord de l'île Devon, le détroit de Jones et la ligne CTD 2 de 1979 rejoignant le détroit Lady Anne au Groenland. Nous étudierons d'abord les relevés et ensuite nos propres données de 1978 et 1979.

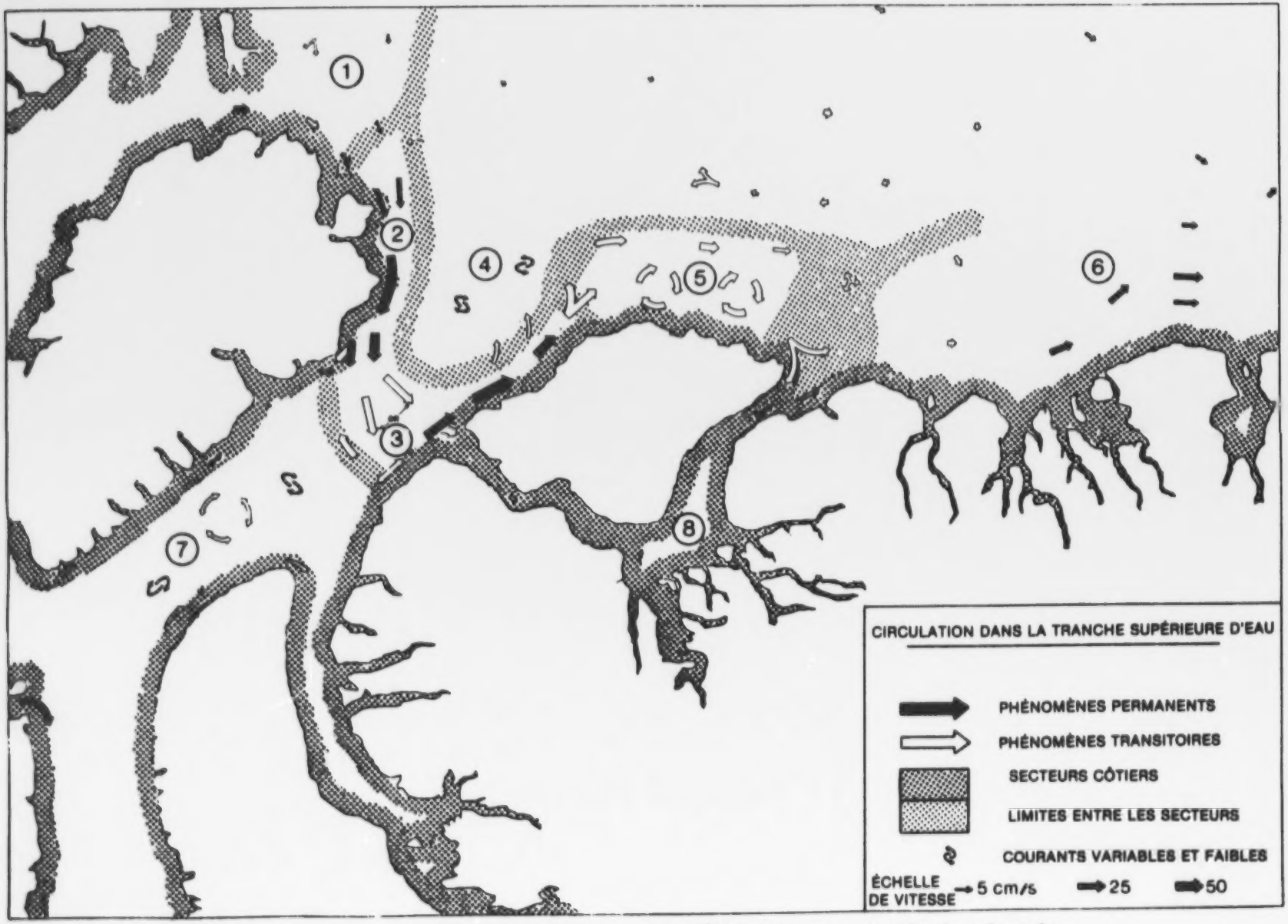


Figure 5.2-1 Représentation schématique des principales caractéristiques de circulation dans la tranche supérieure d'eau. Les chiffres encerclés identifient les sous-secteurs de circulation.

Données antérieures

Dans son ensemble, la circulation superficielle du détroit de Jones est connue depuis de nombreuses années. Mecking en a fourni la description en 1906 - un écoulement net vers l'est par le détroit de Jones et Lady Anne, compensé par un afflux venant du détroit des Glaciers. Kiilerich (1939) a évalué l'écoulement géostrophique vers l'est à travers le détroit de Jones à 10 cm/s. Dans des articles subséquents, Bailey (1957) et Herlinveaux (1974) ont confirmé ce régime de circulation, mais étaient d'avis que le volume d'eau transporté avait varié; parmi les estimations les plus récentes, celles de Collin et Dunbar (1974) et de Palfrey (1968), qui évaluent à 0,3 x $10^6 m^3/s$ le débit net vers l'est, tandis que Muench (1971), à partir de ses travaux, a déduit l'existence d'un écoulement baroclinique net vers l'ouest; il avait observé un courant vers l'est en 1963. La présence des courants de marée a pu fausser les calculs du débit. Il faudra des observations courantométriques directes et prolongées pour effectuer le calcul précis des masses d'eau transportées dans ce secteur.

Barber et Huyer (1977) ont étudié les données collectées par le CCGS Labrador pendant cinq jours en septembre 1963. Il s'agissait principalement de mesures de la température, de la salinité et de l'oxygène dissous. Pour Barber, les données sur la salinité traduisaient un important afflux d'eau dans le détroit de Jones par le détroit des Glaciers et un écoulement avec "beaucoup de continuité dans le mouvement total" par le détroit de Lady Anne. Il a aussi déduit l'existence d'un afflux net, provenant de l'ouest, et celle d'un tourbillon cyclonique à l'ouest du 84°O dans le détroit. Les eaux profondes du détroit de Jones étaient assez chaudes (0,1°C) et salées (34,4°/oo), semblables aux eaux du large de l'île Philpots; Barber est d'avis qu'elles proviennent de la mer de Baffin. Ce dernier a présenté un modèle simple d'un écoulement vers l'est d'eau superficielle peu salée au-dessus de l'halocline et, en profondeur, d'un faible écoulement vers l'ouest d'eau salée provenant de la mer de Baffin. Les données de 1963 ont aussi révélé une accumulation d'eau très salée près des côtes sud et ouest de l'île Coburg. Barber n'a pas tenté d'expliquer ce fait. Par contre, des données de 1978 et 1979 obtenues par l' Arctic Sciences Ltd. portent à croire que cette eau prendrait aussi origine dans la mer de Baffin.

Observations de 1978 et 1979

L'été, les eaux de la tranche supérieure du secteur de la limite nord sont de deux types, compte tenu de la distribution des salinités et de la température: une eau chaude et salée au large, une froide et plus douce en bordure des côtes. La Figure 5.2.1-1 présente la structure des salinités et températures de la ligne 2 à l'été de 1979, dans la partie nord-ouest de la mer de Baffin, entre le détroit de Lady Anne et le Groenland. Nous n'avons porté sur

graphique que les données jusqu'à 200 mètres de profondeur. L'existence de couches à température voisine de 0°C à 200 mètres environ est attribuable à la présence de la couche atlantique profonde. Le noyau d'eau froide entre 200 mètres et 50 mètres est constitué d'eau de l'Arctique (voir Muench, 1971). On croit généralement que celui-ci reste formé toute l'année par convexion durant la période de formation des glaces. A moins de 50 mètres, la couche supérieure est variable; au cours de l'été, elle est chauffée par le soleil et elle est adoucie par l'eau de ruissellement et la fonte des glaces. Elle est détruite par la convexion durant la prise des glaces.

La Figure 5.2.1-2 donne une bonne idée des caractéristiques salines et thermiques des eaux superficielles de ce secteur pendant l'été 1979. La couche superficielle variable et chaude existe au large tandis que près des côtes et dans le détroit de Jones, les eaux superficielles sont plus froides et plus douces. On attribue le plus souvent l'origine de ces dernières à l'écoulement d'eau de l'Arctique par les détroits de Smith et de Jones (Muench, 1971), p. 38). En tout ou en partie, l'écoulement d'eau du détroit de Smith se fait vers le sud par le détroit des Glaciers et dans le détroit de Jones. Les caractéristiques thermiques et salines de l'eau du détroit des Glaciers laissent croire qu'il s'agit d'un mélange d'eau provenant du détroit de Smith et de la mer de Baffin (Figure 5.2.1-3). Ceci suppose que l'eau de l'Arctique déversée par le détroit de Jones est semblable à celle déversée par le détroit de Smith (mêmes caractéristiques salines et thermiques), c'est-à-dire que nous prenons pour acquis que les premiers cent mètres du profil 1C de la Figure 5.2.1-3 sont représentatifs de l'eau de l'Arctique déversée par le détroit de Smith. Il y a similitude pendant les premiers 150 mètres (Muench, 1971). Les données CTD accumulées à l'été 1979 dans le détroit des Glaciers ont montré, en outre, l'existence d'un écoulement baroclinique en direction sud-ouest dans le détroit de Jones. Un courantomètre profileur a enregistré un écoulement en direction nord-est dans les premiers 50 mètres du détroit des Glaciers, le 30 août 1978, mais cela dépend sans doute du vent soufflant du sud-ouest à 10 noeuds à ce moment-là.

Très peu de mesures courantométriques directes ont été effectuées dans le détroit de Jones. Les données CTD - 1979 aux stations 1C et 1D ont révélé l'existence d'une composante baroclinique vers l'est. Le 31 août 1978, le courantomètre profileur a enregistré de puissant courants de surface en direction n.n.e. (42 cm/s à 35 m) à un point situé 10 km à l'ouest de l'île Coburg dans le secteur est du détroit de Jones. Ces courants ne peuvent être attribués aux vents qui soufflaient alors. C'est dans cette même région qu'a été enregistrée en 1963 la présence d'eau salée, ce qui indique peut-être que l'eau est amenée par un mécanisme advectif.

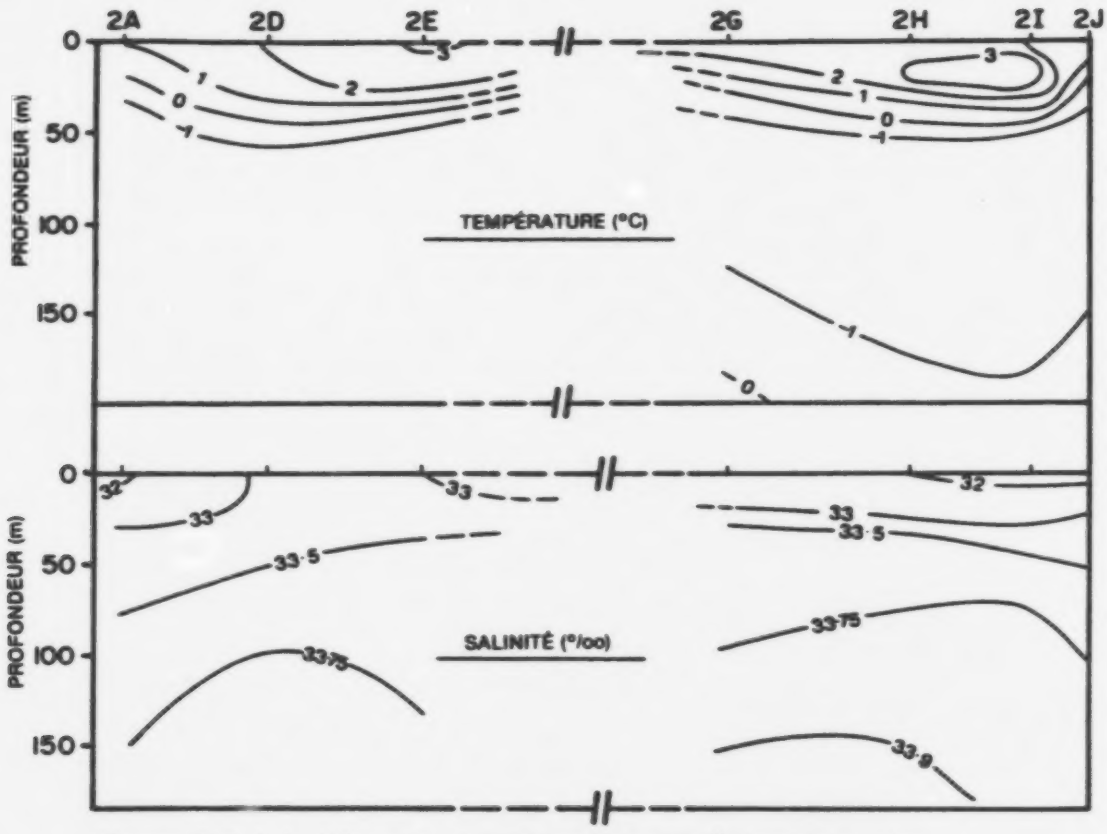


Figure 5.2.1-1 Ligne 2, structure des températures et des salinités, été 1979.

Les données de 1979 sont celles qui donnent la meilleure idée de la circulation d'eau dans le détroit Lady Anne. La Figure 5.2.1-4 montre la structure verticale des températures et salinités du détroit Lady Anne et du détroit des Glaciers les 20 et 21 août 1979. Tout le long de la partie sud du détroit de Lady Anne, on observe clairement la présence d'eau froide et douce, comme dans le détroit de Jones. Le calcul de la hauteur dynamique révèle un écoulement baroclinique vers le sud-est de 12 cm/s en août 1979 et quatre cm/s en septembre 1979 le long de la partie sud du détroit Lady Anne. Cependant, les calculs pour le 25 juillet 1979 ne montrent aucun écoulement. Le dériveur 1982 largué à cet endroit le 13 août 1979 s'est déplacé vers le sud à 58 cm/s (50 km/jour) le long de la côte. Il est donc possible qu'il y ait un important courant à 300 mètres. Malheureusement nous n'avons les résultats que d'un seul courantomètre pour en juger. La Figure 5.2.1-4 indique la présence d'eau plus chaude et plus salée du côté nord du détroit Lady Anne; celle-ci est semblable à l'eau superficielle du large. Sa présence peut signifier l'existence d'un écoulement vers l'ouest dans ce secteur. Le dériveur 1976 a à peine pénétré dans le détroit Lady Anne les 19 et 20 août 1979 (Figure 5.2.1-5), ayant

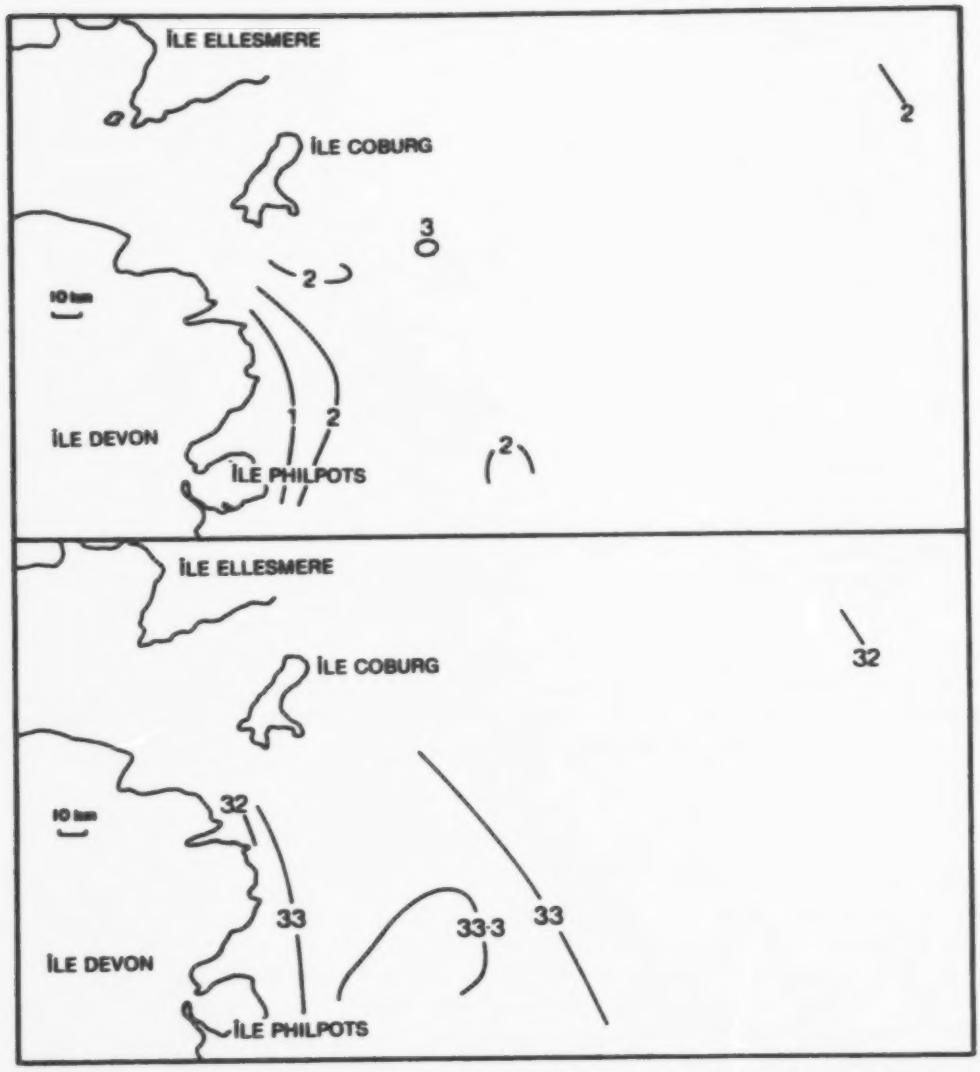


Figure 5.2.1-2 Température et salinité à cinq mètres de profondeur dans le secteur de la limite nord, du 18 au 22 août 1979.

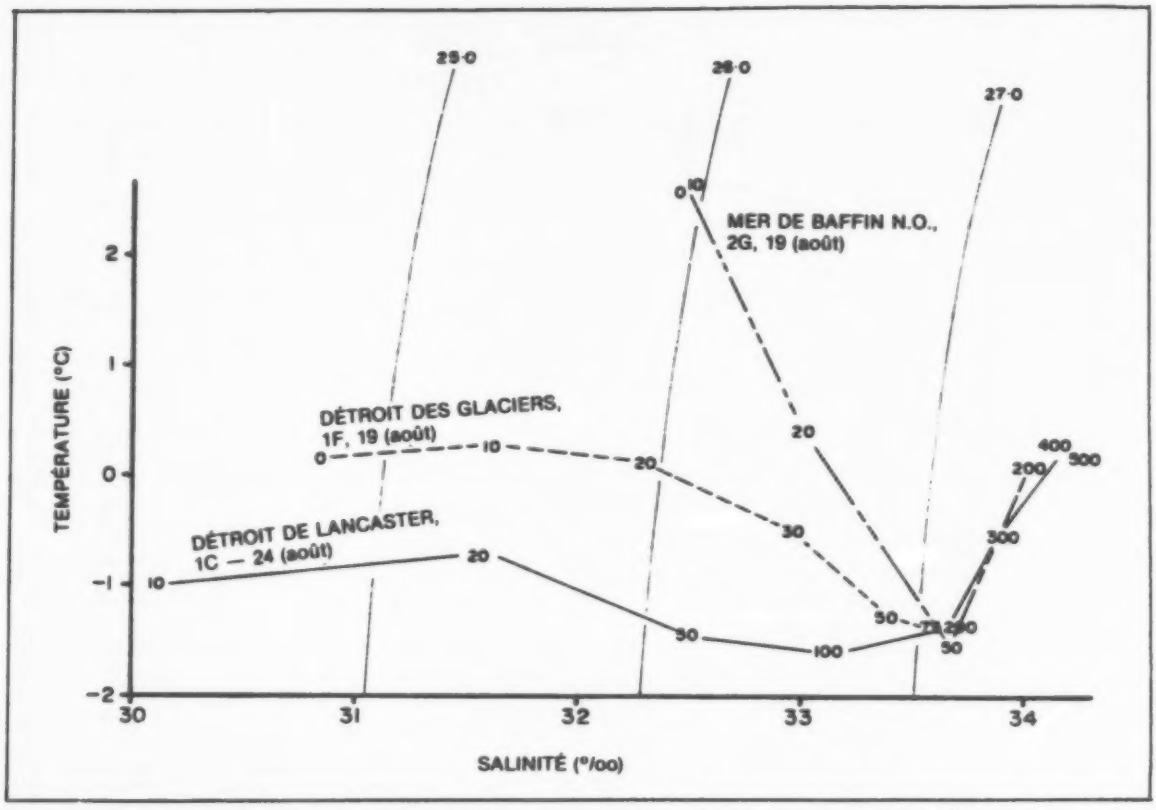


Figure 5.2.1-3 Courbe de la température en fonction de la salinité - Stations 1C, 1F, et 2G, 1979.

peut-être été arrêté dans sa course vers l'ouest par un front de glaces à l'entrée du détroit. Le 29 août 1978, le courantomètre profileur a enregistré des courants en direction ouest jusqu'à 50 mètres de profondeur (22 cm/s à 268°, à 35 m) à 5 km au large de la pointe sud de l'île Coburg. A 30 mètres, l'eau était à 1,2°C, comme dans les eaux du large. Bien entendu, les données sont maigres, mais elles semblent bien indiquer la présence d'un courant intrusif en direction ouest du côté nord du détroit Lady Anne. Nos données ne permettent pas de connaître la profondeur de pénétration. Il y a peut-être un lien avec l'écoulement en direction nord près de la côte ouest de l'île Coburg comme on l'a observé le 31 août 1978 et la concentration de l'eau salée telle qu'observée en cet endroit en septembre 1963.

En résumé, dans cette région, l'eau en provenance de l'Arctique est confinée au détroit des Glaciers, au détroit de Jones et à une bande assez étroite le long de la côte nord-est de l'île Devon. L'été, il y a au large une couche superficielle chaude (atteignant même 3°C) qui s'étale jusque dans le détroit Lady Anne, du côté nord. L'écoulement superficiel dans le détroit Lady Anne se fait en direction sud-est par le côté sud et nous possédons quelques

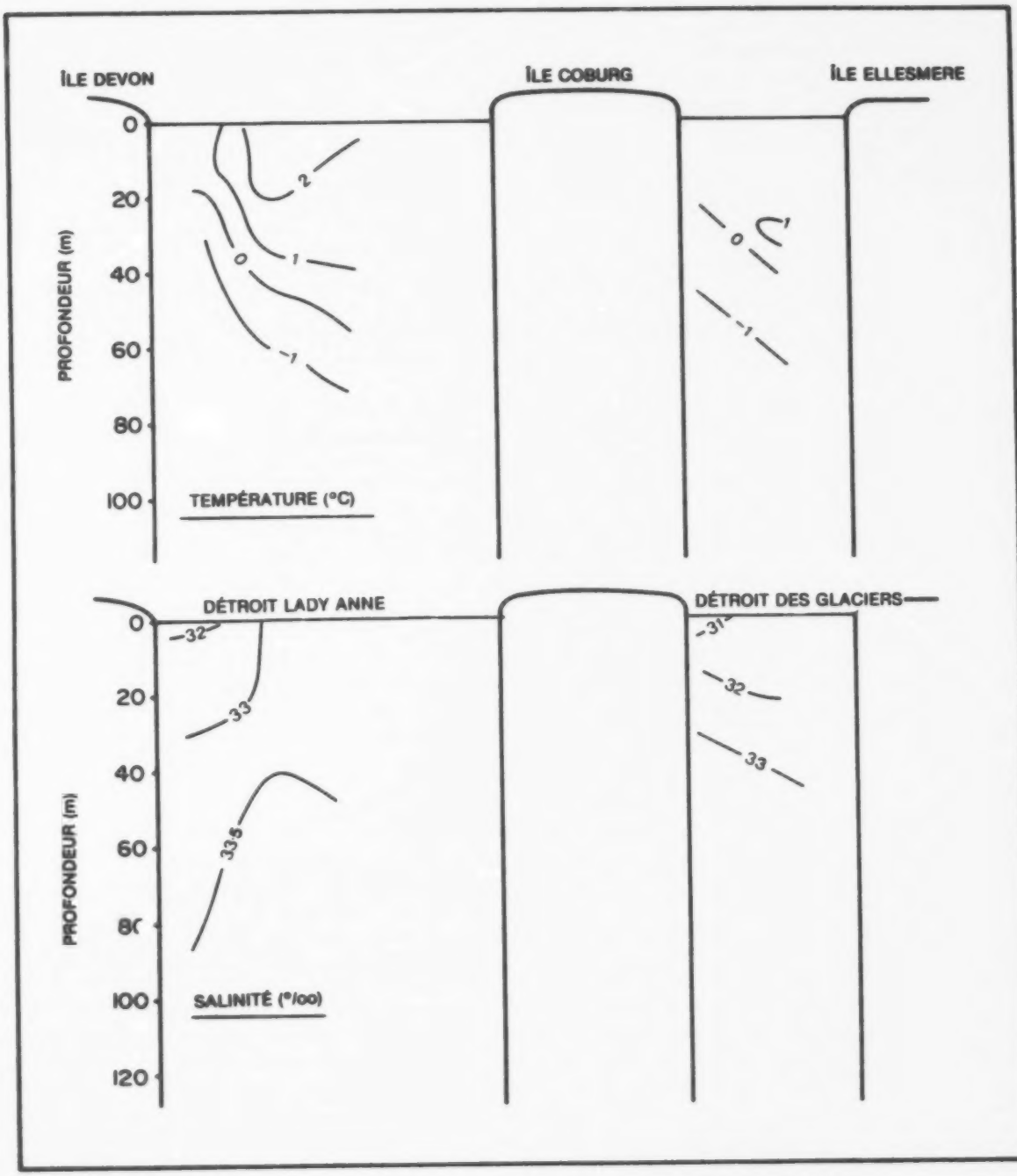


Figure 5.2.1-4 Coupe verticale des températures et des salinités dans les 100 premiers mètres du détroit Lady Anne et du détroit des Glaciers, les 20 et 21 août 1979.

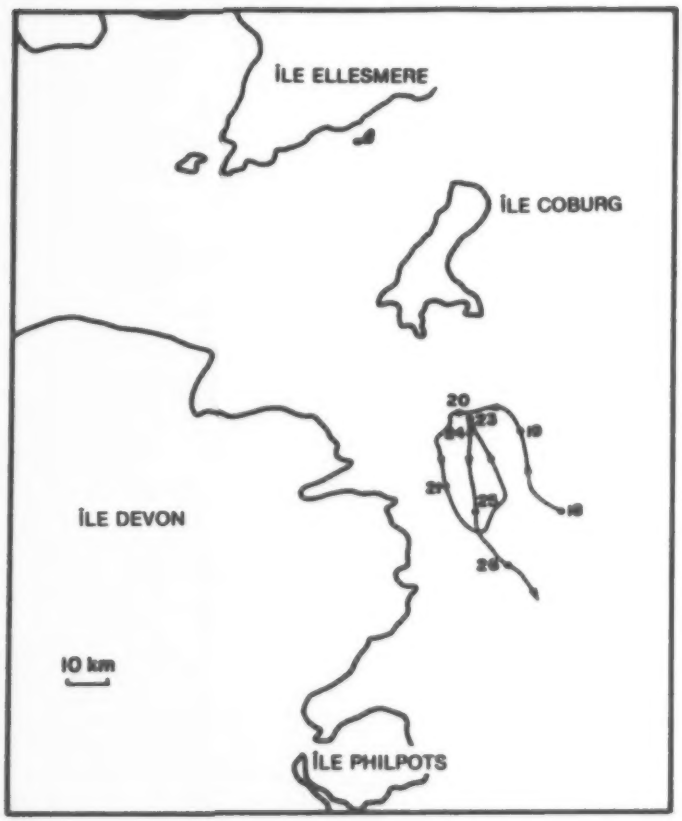


Figure 5.2.1-5 Trajectoire du dériveur 1976 du 18 au 26 août 1979.

indices à l'effet que l'écoulement par le côté nord se ferait en direction nord-ouest, jusque dans le détroit de Jones. L'écoulement côtier de la partie nord-est de l'île Devon est en direction sud, le long de la côte, les courants superficiels pouvant atteindre 50 km/jour.

5.2.2 A l'est de l'île Devon

Données de l'été 1979

L'ensemble de données le plus complet sur la région à l'est de l'île Devon a été recueilli en été 1979. Nous commencerons par celui-ci, en mettant à nouveau l'accent sur la circulation océanique moyenne quasi-superficielle.

Pendant l'été, les eaux superficielles de cette région sont caractérisées par des eaux salines relativement chaudes au large, qui se refroidissent et s'adoucissent à mesure que l'on approche du rivage. La Figure 5.2.2-1 présente le gradient vertical de température pour la ligne CTD 3 (conductivité, température, profondeur), du 24 au 27 juillet 1979, qui s'étend plein est par rapport à l'île Philpots. L'écoulement plus froid et quasi-superficiel d'eau arctique sortant du détroit Lady Anne est confiné dans un rayon d'environ 10 km de la côte nord-est de l'île Devon. Toutefois, les distances en mer du front thermique séparant les deux masses d'eau superficielles varient. Les relevés de température du courantomètre supérieur à la station C (1979) présentent des fluctuations périodiques relativement brèves variant de -1 à 2°C et reflétant le déplacement du front thermique entre le large et la côte.

La configuration générale de la circulation superficielle de la région à l'est de l'île Devon pendant l'été 1979 est le mieux représentée par la Figure 5.2.2-2, qui montre les diagrammes des hauteurs dynamiques à l'aide d'un niveau de référence de 300 dbar. Ils illustrent un écoulement barocline de sens sud à sud-ouest qui devient plus concentré au large de l'île Philpots. Chacun de ces trois diagrammes laisse supposer l'existence d'un méandre important à la limite de l'écoulement en haute mer, centré approximativement à 70 km à l'est de l'île Devon et ayant une longueur d'onde ou un diamètre d'environ 50 km. La station E se trouvait dans la région où un ou plusieurs méandres rejoignaient l'écoulement principal vers le sud. L'écoulement moyen qui y a été enregistré se faisait vers le nord-ouest, concordant avec les diagrammes des hauteurs dynamiques. Deux dériveurs (n° 1968 du 31 août au 4 septembre et n° 1963 du 15 au 18 septembre) se sont déplacés également dans le sens anti-horaire dans cette même région, appuyant l'hypothèse d'un écoulement sinueux rejoignant le courant principal. Si l'écoulement moyen vers le nord-ouest à la station E indique un écoulement sinueux identique, on peut donc dire que le méandre se trouvait dans la région pendant la plus grande partie d'août et septembre 1979.

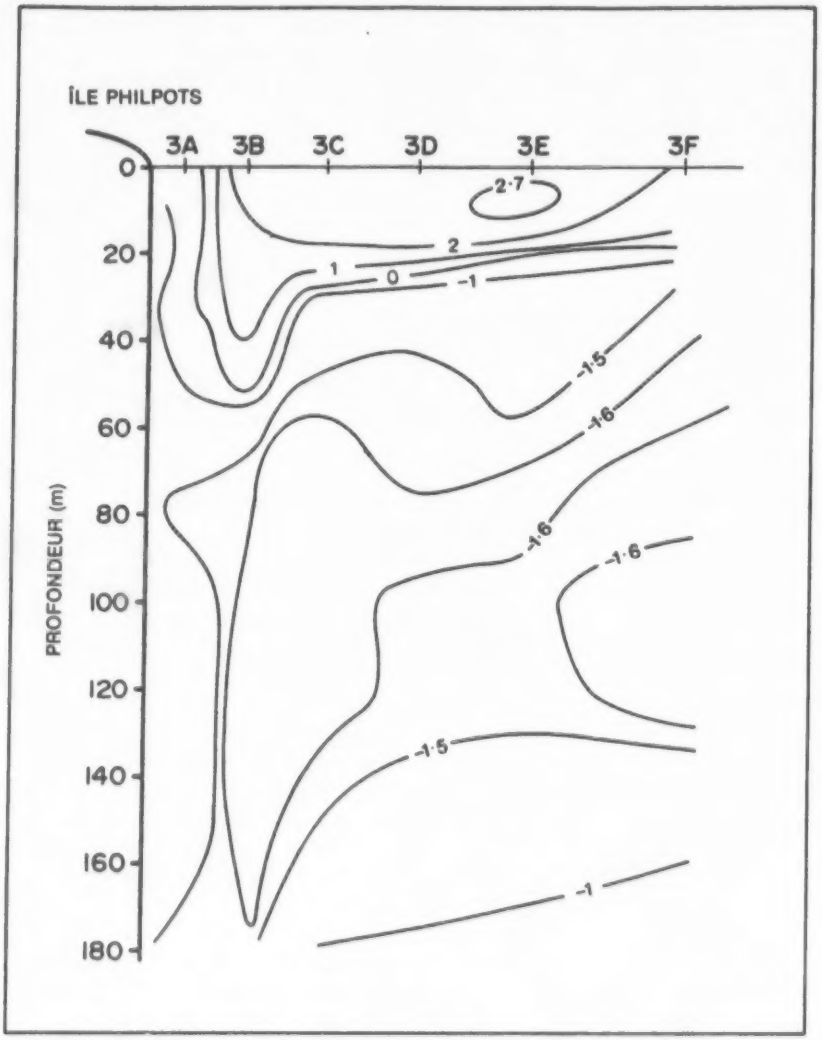


Figure 5.2.2-1 Gradient vertical de température de la ligne 3 allant d'est en ouest au large de l'île Philpots, 24 au 27 juillet 1979.

Un canyon sous-marin profond partant du détroit de Jones, passant par le détroit Lady Anne et longeant la côte nord-est de l'île Devon s'exhausse au large de l'île Philpots (voir Figure 5.2.2-3). Sa largeur est d'environ 40 km au large du nord-est de l'île Devon et sa profondeur atteint jusqu'à 600 m. Un banc d'environ 80 km de largeur et de 350 m de profondeur se trouve à l'est de canyon; il sépare ce dernier des eaux plus profondes de la mer de Baffin. L'écoulement principal vers le sud du courant de Baffin dans cette région se trouve relativement près de la côte de l'île Devon, suivant la trajectoire du canyon. Immédiatement au sud-est de l'île Philpots, le canyon rejoint le talus continental en profondeur, créant ainsi un seuil d'une profondeur de 400 m. A

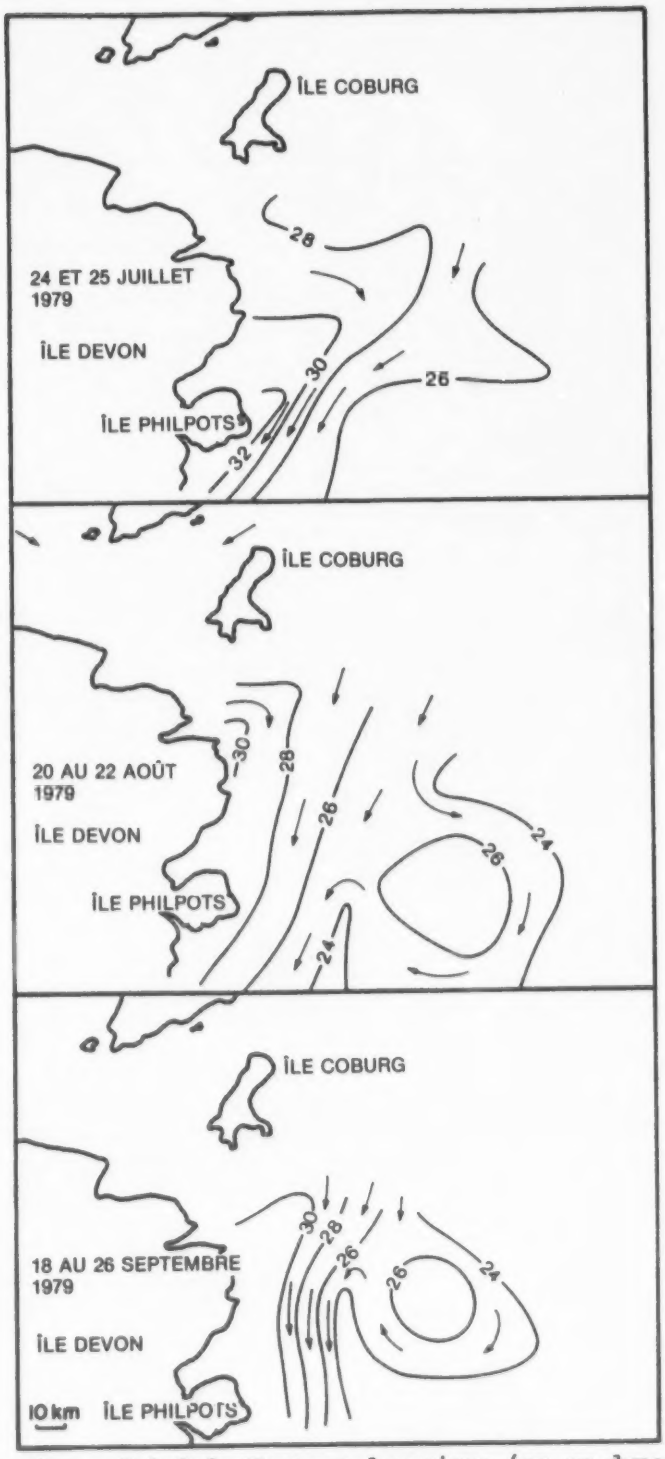


Figure 5.2.2-2 Hauteur dynamique (en cm dynamiques), été 1979. Niveau de référence de 300 dbar.

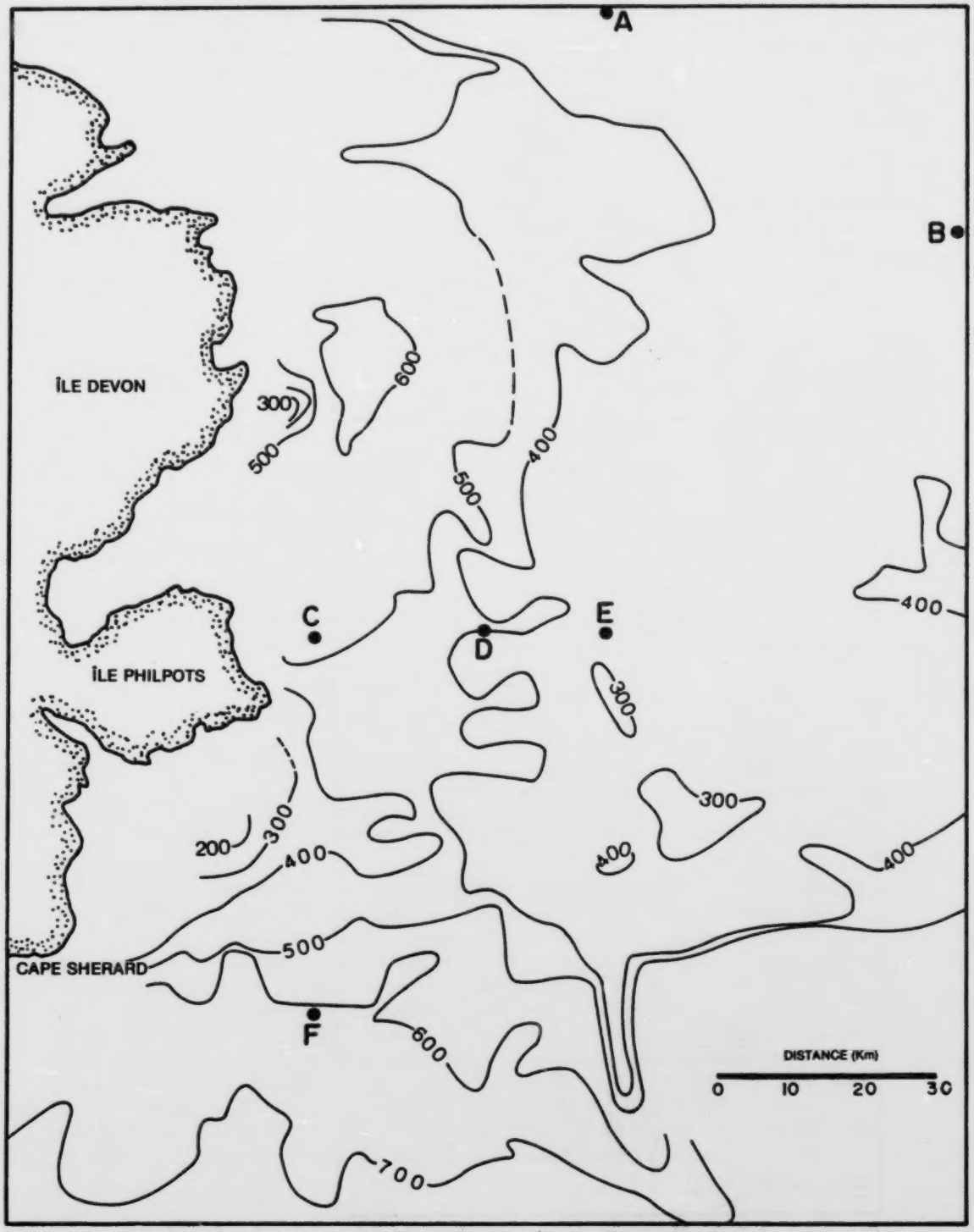


Figure 5.2.2-3 Carte détaillée de la bathymétrie de la mer de Baffin à l'est de l'île Devon et emplacements des stations des courantomètres de 1979. Les profondeurs sont données en mètres.

l'entrée du détroit de Lancaster, les profondeurs augmentent à nouveau. Les sinuosités observées en 1979 se sont retrouvées sur le talus continental à l'est du canyon, tandis que l'écoulement principal vers le sud coïndidait avec la trajectoire du canyon. Ce phénomène peut révéler une influence topographique possible sur la manifestation de ce méandre.

Les stations A et B (été 1979) étaient situées approximativement à 300 m et 400 m de profondeur respectivement, dans la région à l'est du détroit Lady Anne. Elles se trouvaient à l'est du canyon côtier profond. Le mouillage de bouées a permis d'obtenir des données sur l'écoulement du courant de Baffin lorsqu'il se déplace vers le sud à partir du détroit de Jones et du nord de la mer de Baffin. L'écoulement vectoriel moyen à la station A, à 35 m de profondeur, était de 6 cm/s à 256° vrai (o.s.o.); la vitesse moyenne était de 9,5 cm/s, une vitesse maximale de 33 cm/s ayant été enregistrée. A la station B, l'écoulement moyen à 35 m était de 4,8 cm/s à 220° (s.o.), avec une moyenne de 9 cm/s et une vitesse maximale de 30 cm/s. Les courants aux deux stations diminuaient avec la profondeur. Trois périodes d'inversion de l'écoulement vers le nord-est ont également été enregistrées à la station B à 250 m, deux d'entre elles n'étant pas apparentes dans les relevés à 125 ou à 35 m. Les écoulements à 35 m aux stations A et B avaient une vitesse et une direction cohérentes, signes qu'ils formaient tous deux le même écoulement général. L'écoulement à la station A se faisait habituellement davantage vers l'ouest qu'à la station B, peut-être en raison (voir section 5.2.1) d'un écoulement possible envahissant le côté nord du détroit Lady Anne. Les écoulements mentionnés sont des moyennes; aux deux stations, les inversions d'écoulement à des fréquences de deux cycles par jour se sont produites et ont été causées par les courants de marée et d'inertie dans cette région (voir sections 5.4 et 5.5).

Les dériveurs de cette région se déplaçaient également habituellement vers le sud; ils subissaient en outre des inversions, mais de plus longue durée, de l'ordre de deux jours (voir par exemple la Figure 5.2.1-5). Ainsi, du 13 au 28 août 1979, le dériveur 1976 a changé de direction (nord-sud) six fois avant d'atteindre la région d'écoulement intense au large de l'île Philpots et de continuer sa route vers le sud. Le 13 août, le mouvement du dériveur 1982 a indiqué un fort écoulement côtier vers le sud à moins de 10 km de la côte nord-est de l'île Devon. Il s'est déplacé de 50 km en une seule journée (58 cm/s) et illustre le renforcement de l'écoulement côtier qui se produit à mesure que l'on approche de la côte. Les régions côtières situées immédiatement au nord et au sud de l'île Philpots sont toutefois relativement stagnantes, et les dériveurs pénétrant dans cette région prennent plusieurs jours à en sortir et à rejoindre l'écoulement côtier principal.

Le courant de Baffin forme un fort courant côtier au large de l'île Philpots. La Figure 5.2.2-4 (ligne 1-1') montre les vitesses vectorielles de tous les dériveurs de 1979 qui ont traversé la latitude de 75°58'N. Le diagramme illustre un fort écoulement entre environ 8 et 35 km de la côte, les vitesses du courant étant d'environ 40 cm/s (35 km/jour) mais atteignant occasionnellement 58 cm/s (50 km/jour). Au large, les vitesses de ce fort courant sont beaucoup moindres et les directions sont vraisemblablement du nord-ouest et de l'ouest; ce phénomène concorde avec la topographie dynamique et les sinuosités déjà mentionnées.

Les trois stations de 1979 (C, D, et E) se trouvent à la même latitude qu'à la Figure 5.2.2-4. L'écoulement enregistré au point D était très fort et stationnaire vers le sud à 35, 125 et 250 m. La vitesse vectorielle moyenne à 35 m à la station D était de 17,5 cm/s (15 km/jour) à 205°, la vitesse moyenne étant de 20 cm/s (17 km/jour). L'écoulement à la station D concordait avec la profondeur mais était réduit à une vitesse moyenne de 5 cm/s à 250 m et avait une direction légèrement plus vers l'ouest à 218°. Il semble que la station D ne se trouvait habituellement pas dans la partie la plus forte du courant; toutefois, des vitesses allant jusqu'à 40 cm/s ont été enregistrées à certaines périodes à 35 m, ce qui permet de supposer que l'écoulement principal se déplaçait pour englober la station D ou augmentait de façon générale à ce moment-là.

La station E (Figure 5.2.2-4) se trouvait dans la région où les hauteurs dynamiques et les mouvements du dériveur indiquaient un retour du méandre vers l'écoulement principal de sens sud. Pendant l'été 1979, l'écoulement à 35 m avait une vitesse vectorielle moyenne de 2,2 cm/s à 327°, les vitesses moyennes étant de 9,8 cm/s avec un maximum enregistré de 36 cm/s. On ne dispose d'aucun relevé à 125 m et seule une brève période d'enregistrement à 250 m a été obtenue, l'écoulement se faisant également vers le nord. On peut supposer que l'extrémité est du fort courant vers le sud du large de l'île Philpots se trouvait entre les stations D et E, soit à environ 35 km au large de la côte. Cela concorde ave les résultats du dériveur de la Figure 5.2.2-4. Des courants de marée et d'inertie avec des inversions de deux cycles par jour ont également été enregistrés à la station E.

La station C était approximativement à 10 km au large de l'île Philpots, et la Figure 5.2.2-4 indique qu'elle se trouvait près de la côte par rapport à l'écoulement principal. La vitesse vectorielle moyenne à 35 m était de 18 cm/s (15 km/jour) à 210°, et la vitesse moyenne, de 24 cm/s (21 km/jour), était inférieure à celle des dériveurs portés par le courant principal entre les stations C et D. La vitesse et la direction du courant étaient cohérentes aux trois courantomètres de la station C, la vitesse diminuant avec la profondeur. Des inversions de l'écoulement anti-horaire de faible fréquence se sont produites à deux reprises

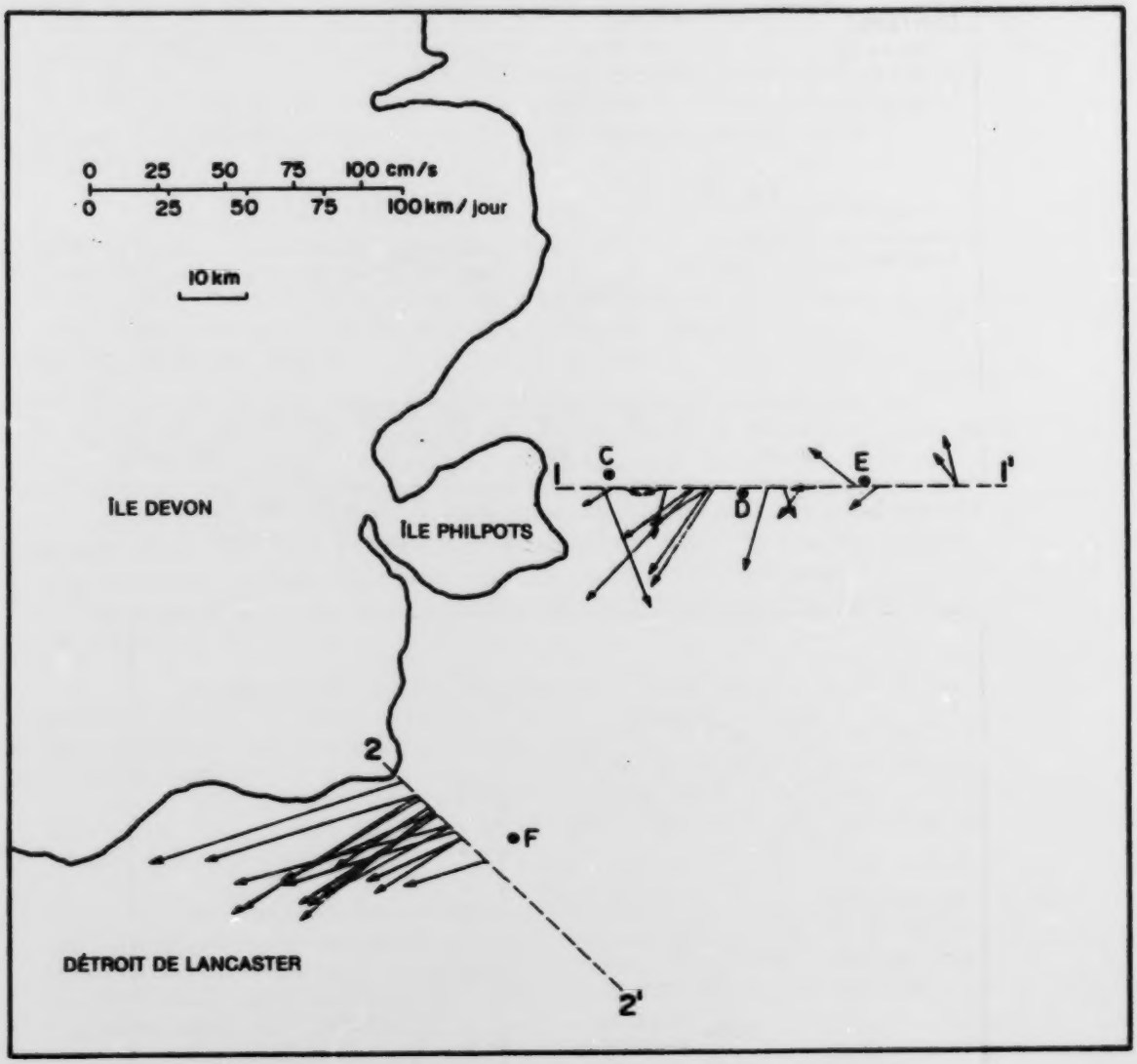


Figure 5.2.2-4 Vitesses des courants quasi-superficiels mesurées par des dériveurs poursuivis par satellite, traversant deux sections au large de l'île Devon en 1979.

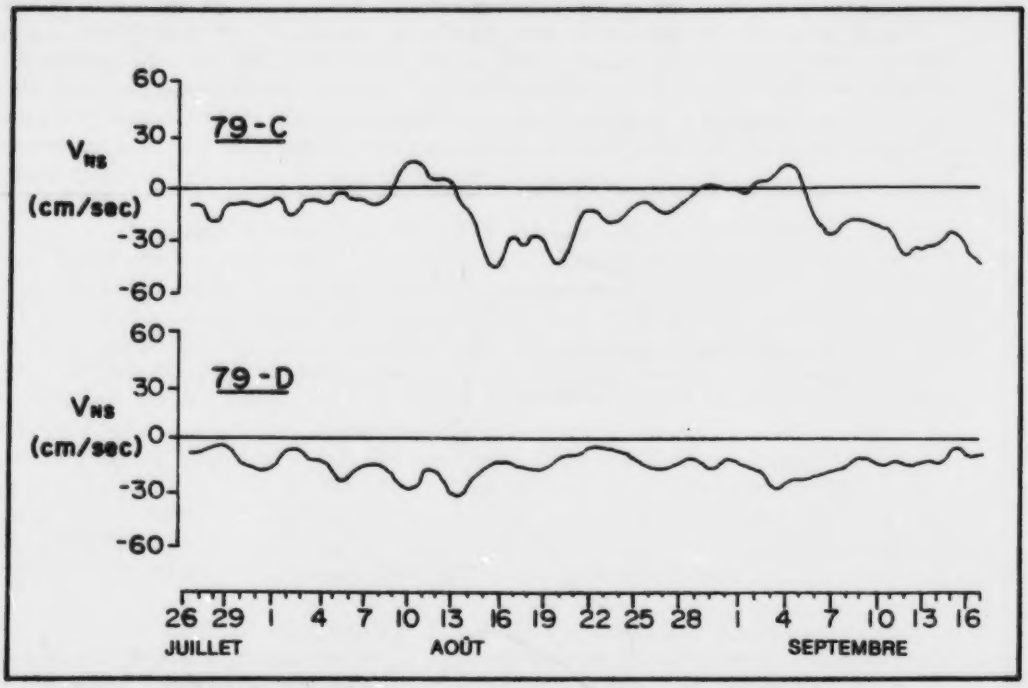


Figure 5.2.2-5 Composante de sens nord à 35 m de profondeur, mesurée au filtre passe-bas aux stations C et D.

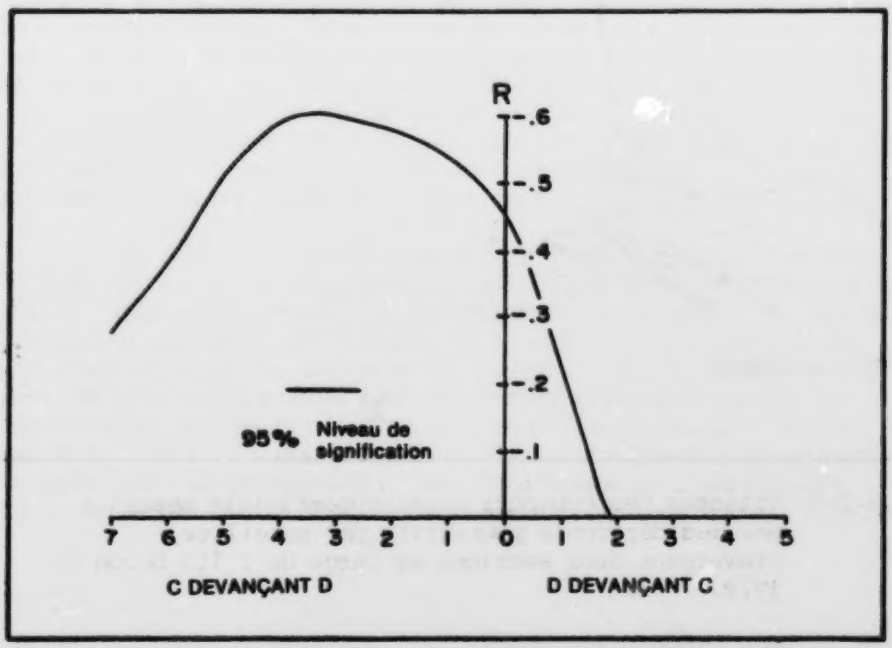


Figure 5.2.2-6 Coefficient de corrélation croisée (R) par rapport au décalage en jours pour les composantes de sens nord mesurées aux stations C et D à 35 m de profondeur.

pendant quatre et cinq jours respectivement et se sont étendues jusqu'à au moins 250 m de profondeur. Pendant la deuxième inversion, les dériveurs avançant vers le sud sont passés à moins de 6 km de la station C, ne présentant aucune ressemblance avec l'écoulement à cette station.

Pendant les inversions de la station C, l'écoulement à la station D a augmenté (voir les composantes N-S, Figure 5.2.2-5); une corrélation croisée de deux composantes N-S de faible fréquence à 35 m est très négative (voir Figure 5.2.2-6). A mesure que l'écoulement vers le sud à la station D augmentait, celui à la station C diminuait et se dirigeait vers le nord à deux reprises. La station C a présenté la meilleure corrélation, devançant D de trois à quatre jours. Quoique les écoulements aux deux stations soient étroitement liés, la physique de la corrélation reste à déterminer.

La station C était située près du seuil de profondeur à l'extrémité sud du canyon sous-marin profond. A 450 m, l'écoulement vectoriel moyen était de 0,76 cm/s à 15°, la vitesse moyenne étant de 6 cm/s. Ce lent écoulement vers le nord pourrait provenir d'un processus estuarien lié au détroit de Jones, tel que l'ont envisagé Barber et Huyer (1977).

Le courant côtier suit la côte est de l'île Devon; au large du cap Sherard, l'écoulement se fait vers le sud-ouest dans le détroit de Lancaster. Toues les dériveurs mis à l'eau en 1979 au large de l'île Philpots sont passé à moins de 20 km du cap Sherard (Figure 5.2.2-4). Les plus rapides ont atteint des vitesses de presque 100 cm/s (86 km/jour) et se sont trouvés à moins de 5 km du cap Sherard. En se déplaçant vers le large, les dériveurs ralentissaient: à 18 km des côtes, les vitesses étaient réduites à 28 km/jour.

Pendant l'été 1979, la station F était située à 35 km au sud-est du cap Sherard (Figure 5.2.2-4). Seul le relevé à 125 m a été recupéré. Le courant vectoriel moyen était de 6 cm/s à 250°; le courant moyen était de 7.5 cm/s, le maximum enregistré ayant été de 35 cm/s. La direction du courant était très stable à 250°; toutefois, le 10 août 1979, un écoulement d'environ 20 cm/s vers le nord a été enregistré.

Au large du cap Sherard, où le courant tourne et pénètre dans le détroit de Lancaster, la profondeur augmente de plus de 200 m sur une distance horizontale de 3 km. Une telle augmentation de profondeur peut exercer une certaine forme de régularisation topographique du courant.

Données de l'été 1978

Les données de 1978 concordent fondamentalement avec celles de 1979 examinées ci-dessus. Les hauteurs dynamiques révèlent un fort courant côtier qui s'affaiblit et devient plus variable au large. Les relevés CTD (conductivité, température, profondeur) de 1978 n'englobaient pas la région où, en 1979, un ou plusieurs méandres avaient été observés, d'où l'impossibilité d'établir des comparaisons. Les données des dériveurs sont présentées à la Figure 5.2.2-7 et concordent avec les données de 1979 de la Figure 5.2.2-4. L'écoulement vers l'ouest au large des côtes de l'île Philpots peut représenter des caractéristiques de sinuosité semblables à celles observées en 1979. Pour l'ensemble des observations en 1978, on fit appel aux dériveurs n° 347 et n° 1154 qui furent en activité à 75 km et à 130 km à l'est de l'île Philpots, respectivement. Dès son déploiement, le 28 août 1978, et jusqu'au 8 septembre, le dériveur n° 347 a fait très peu de mouvements nets, et le n° 1154 s'est déplacé très lentement vers le sud à environ 3 km/jour. Ces mesures représentent probablement les seules mesures directes du courant aussi loin en haute mer à l'est de l'île Devon et révèlent un écoulement net très faible vers le sud. Après le 7 septembre, les deux dériveurs ont pris de la vitesse vers le sud en réaction, semble-t-il, aux vents soufflant à cette époque.

Pendant l'été 1978, deux stations ont été installées au large de l'île Philpots, soit 78-2 et 78-3 (voir Figure 5.2.2-7). La station 3 se trouvait en haute mer par rapport au fort courant. Seules les données à 250 m sont disponibles. Le courant moyen était stable mais faible, se dirigeant vers le sud en août et septembre 1978. La vitesse vectorielle moyenne était de 3,5 cm/s à 193°, la vitesse moyenne étant de 6,8 cm/s avec un maximum de 23 cm/s. Comme en 1979, des inversions nord-sud se sont produites à des fréquences de deux cycles par jour, en raison également des courants d'inertie et des courants de marée M_2.

La station 78-2 se trouvait près de la région à fort écoulement côtier. L'écoulement était verticalement cohérent mais diminuait d'ampleur avec la profondeur jusqu'au courantomètre le plus profond à250 m. L'écoulement n'était pas stationnaire, variant d'un fort écoulment vers le sud-ouest à vitesse moyenne d'environ 30 cm/s, à un écoulement faible de sens nord-est. Des vitesses maximales allant jusqu'à 80 cm/s (70 km/jour) ont été enregistrées à 35 m de profondeur. En août 1978, la période des fluctuations moyennes du courant (à 35 m) était d'environ 11 jours. Le relevé est semblable à celui de la station C de 1979 (située à 13 km à l'ouest de là), en ce sens que les deux relevés présentent des périodes de fort écoulement vers le sud séparées par de brèves périodes d'écoulement plus faible vers le nord.

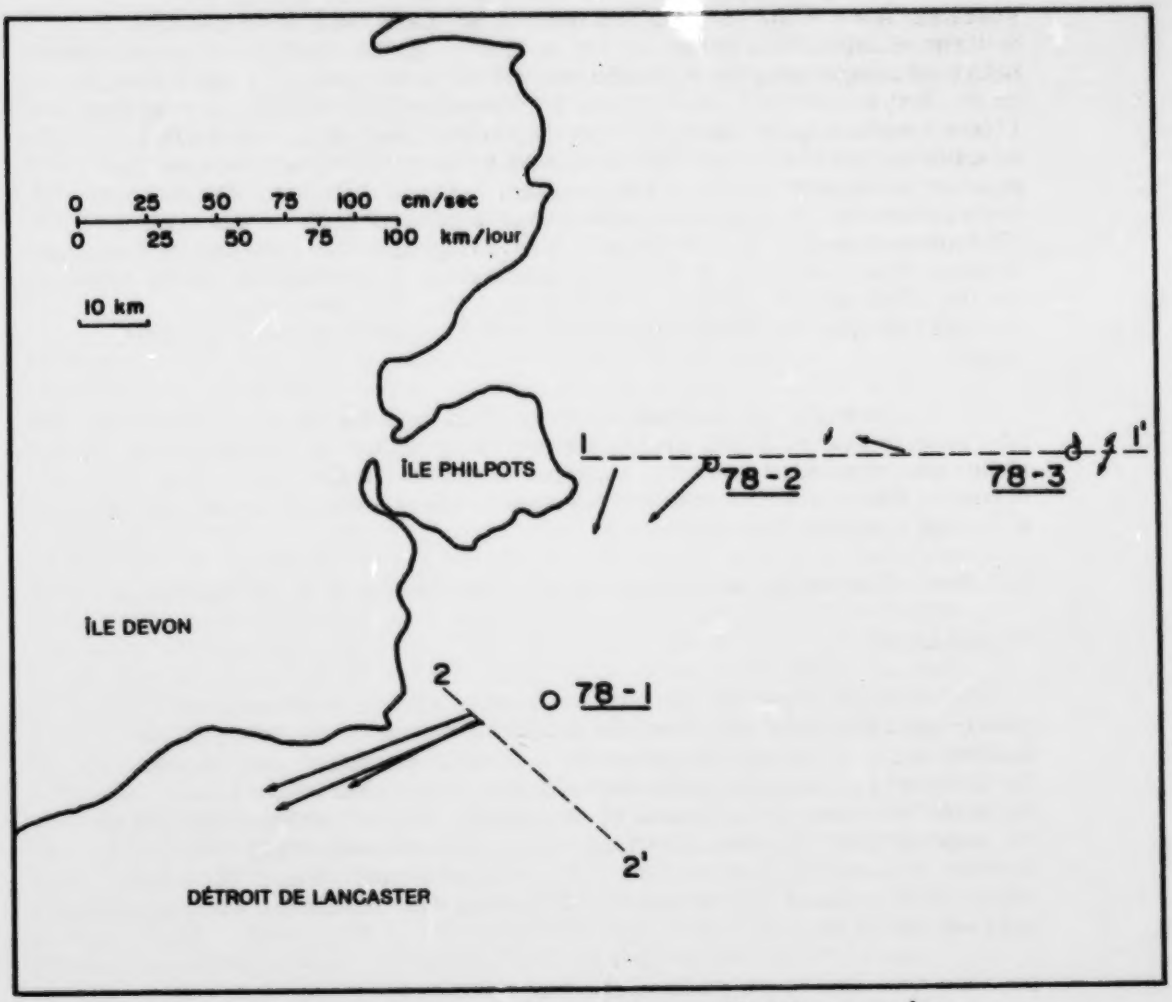


Figure 5.2.2-7 Vitesses des courants quasi-superficiels mesurées par des dériveurs poursuivis par satellite, traversant deux sections au large de l'île Devon en 1978.

Résumé

La circulation superficielle est dominée par un fort courant côtier de sens sud. Au nord-est de l'île Devon, aux stations A et B de 1979, l'écoulement se fait vers le sud-ouest à environ 9 cm/s. Au large de l'île Philpots, le courant s'intensifie habituellement pour se transformer en un fort courant d'environ 25 km de large centré à 20 à 25 km à l'est de l'île Philpots. En été, l'écoulement superficiel dans le noyau du courant est d'environ 40 cm/s mais atteint occasionnellement 58 cm/s. Les vitesses du courant diminuent avec la profondeur, jusqu'à 5 cm/s à 250 m. Des inversions de l'écoulement peuvent se produire près de la limite côté côte courant, au large de l'île Philpots. Un écoulement vers le nord était évident à 450 m de profondeur à la station 79-C. La limite côté mer du courant à l'est de l'île Philpots était carctérisée par un vaste méandre en 1979 et probablement en 1978 aussi.

Lorsque le courant contourne le cap Sherard, il prend de la vitesse (jusqu'à 100 cm/s près de la surface) et se rétrécit; le noyau du courant s'approche à moins de 20 km de la côte. Les vitesses du courant diminuent presque linéairement à mesure que l'on s'éloigne du cap Sherard.

5.2.3 Intrusion du courant dans l'est du détroit de Lancaster

Introduction

Dans l'est du détroit de Lancaster, la circulation quasi-superficielle est dominée par une intrusion du courant de Baffin sud qui entre, traverse et quitte l'extrémité est du détroit de Lancaster. Dans la présente section, nous décrivons les caractéristiques de ce courant, notamment ses variations spatiales et temporelles. La descriptions est basée exclusivement sur les données recueillies au cours de la saison d'eaux libres (été et début de l'automne) et s'inspire beaucoup des résultats du programme estival de 1979.

Données des dériveurs poursuivis par satellite

Pour définir le courant intrusif, nous devons d'abord considérer les mouvements de 18 dériveurs poursuivis par satellite, mais à l'eau au cours de l'été de 1979 à moins de 60 km de la côte est de l'île Devon. Quinze d'entre eux ont suivi les mouvements du courant intrusif: ils seront déplacés vers l'ouest pour pénétrer dans le détroit de Lancaster du côté nord, ont traversé ce détroit et en sont sortis vers l'est en entrant soit directement dans la mer de Baffin (13 dériveurs), soit dans le goulet de Navy Board et le détroit d' Eclipse (deux dériveurs). Sur les trois autres dériveurs, un est tombé en panne dans la journée qui a suivi sa mise à l'eau, un autre après être entré dans le détroit mais avant de le

quitter, et le dernier a été mouillé dans la zone désordonnée centrale, au large du courant intrusif, comme l'étudie la section 5.2.4.

Les mouvements des dérivieurs mouillés en 1979 sont résumés dans la Figure 5.2.3-1 par des zones ombrées qui contiennent la plupart des trajectoires. Certaines portions des quatre trajectoires de dériveurs sortaient de ces zones. Trois d'entre elles s'éloignaient du côté nord de la trajectoire habituelle au voisinage du cap Warrender; on pense que ces déviations sont causées par des phénomènes localisés de circulation littorale comme le décrit la section 5.6, et elles ne sont pas considérées comme étant représentatives des caractéristiques de la circulation des courants au large plus importants.

D'après les données des dériveurs de 1979, le courant intrusif semble suivre au moins deux modes différents de circulation. Les deux modes montrés sur la Figure 5.2.3-1 sont semblables pour le côté nord du détroit de Lancaster. Toutefois, à mesure que les dériveurs ont commencé à tourner vers le sud et ont traversé le détroit, des différences significatives sont apparues. Approximativement la moitié (neuf sur seize) des dériveurs ont continué à tourner jusqu'à ce qu'ils se déplacent généralement vers le sud-est en passant par le milieu du détroit. Ces dériveurs sont ensuite sortis du détroit de Lancaster et retournés jusqu'à la mer de Baffin, très au large de l'extrémité nord-ouest de l'île Bylot. Les sept autres dériveurs de 1979, en s'éloignant de l'île Devon, n'ont pas autant modifié leur direction mais se sont déplacés vers le sud-ouest en travers du milieu du détroit. Tous ces dériveurs se sont déplacés jusqu'à une zone située à 15 km de la péninsule de Borden, où ils ont commencé à se déplacer soit vers l'est, soit vers l'ouest. Sur les quatre bouées qui se sont déplacées vers l'est, trois sont retournées jusqu'à la mer de Baffin le long du côté nord de l'île Bylot alors que le quatrième est entré dans le goulet de Navy Board. Trois dériveurs se sont déplacés vers l'ouest parallèlement à la côte de la péninsule de Borden, puis ont tourné vers le nord. Alors que l'un de ceux-ci est tombé en panne en ce point, les deux autres, en approchant du milieu du détroit, ont tourné vers l'est, puis de nouveau vers le sud en croisant leurs trajectoires précédentes. L'un de ces dériveurs est entré dans le goulet de Navy Board alors que l'autre est sorti du détroit de Lancaster vers l'est, le long du côté nord de l'île Bylot, en se déplaçant à moins de 2 km du rivage. Dans le cas des dériveurs se déplaçant vers l'ouest le long de la péninsule de Borden, tournant vers le nord et croisant leurs trajectoires précédentes vers le sud-est, les mouvements décrits ne peuvent représenter un type stable de circulation mais peuvent résulter d'une transition d'un certain mode de circulation du courant intrusif à un autre mode. La circulation de la moitié sud du détroit de Lancaster au large de la péninsule de Borden est étudiée ci-dessous de façon plus détaillée. Nous décrivons d'abord le courant intrusif en donnant de plus nombreuses données quantitatives.

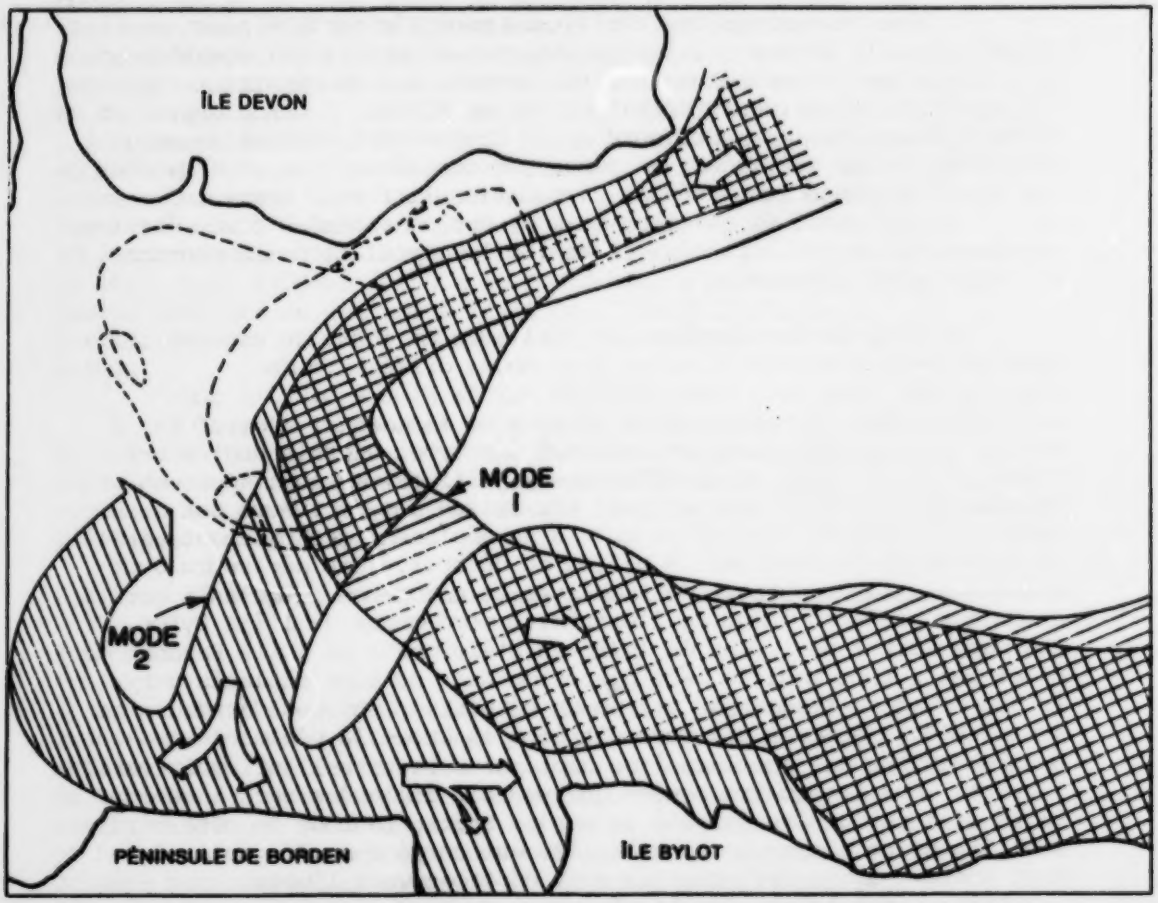


Figure 5.2.3-1 Zones contenant les trajectoires des dériveurs de 1979 divisées selon deux modes. Les zones hachurées dans les deux sens représentent des zones communes aux deux modes. Les zones hachurées simples représentent les trajectoires de quatre dériveurs qui sont sortis du courant principal.

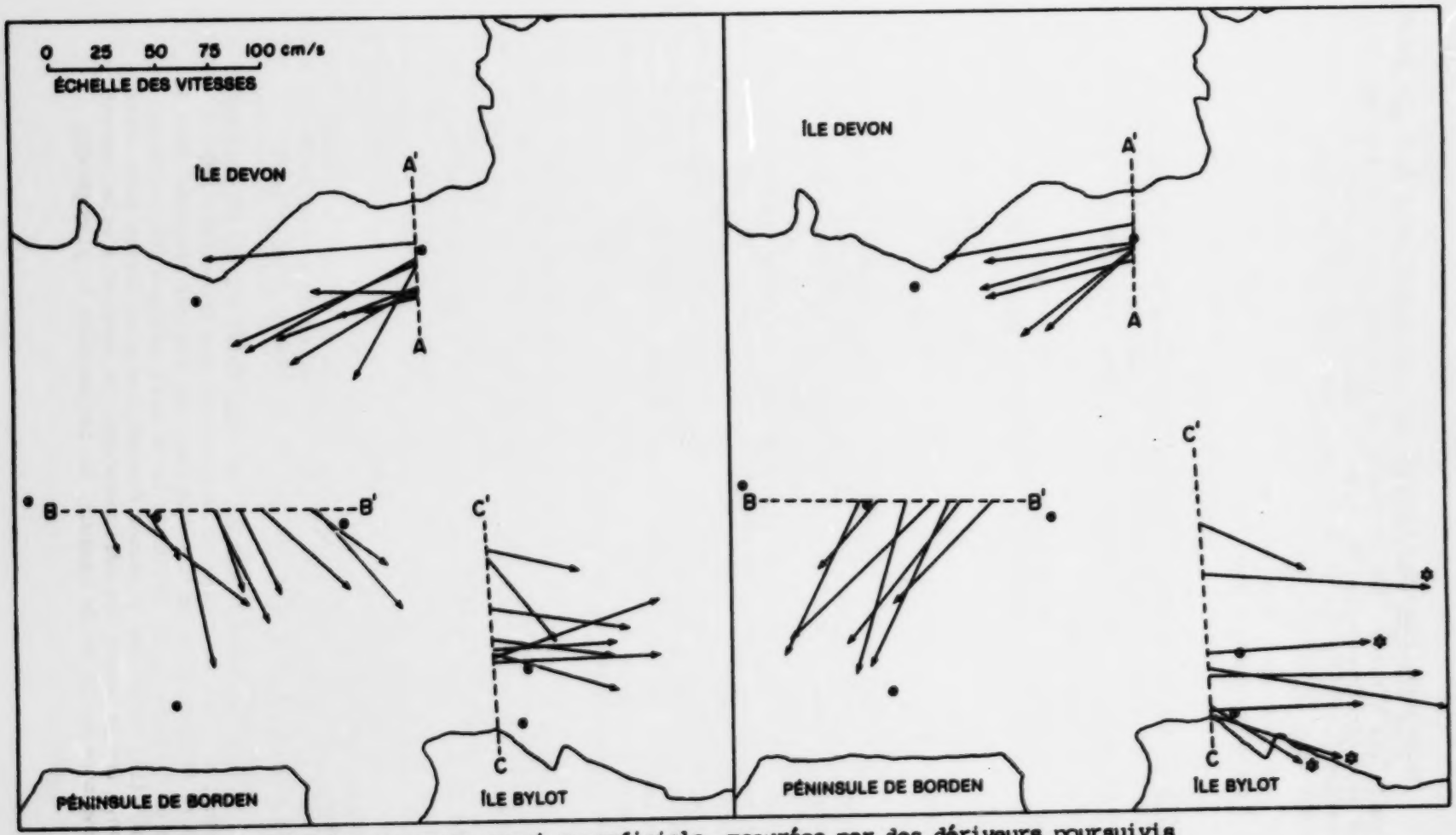


Figure 5.2.3-2 Vitesses des courants quasi-superficiels, mesurées par des dériveurs poursuivis par satellite, à travers trois sections transversales du courant intrusif. Les vitesses sont présentées séparément pour chaque mode de déplacement du courant. Le symbole (*) représente les vitesses des dériveurs déployés dans l'ouest et le centre du détroit de Lancaster.

Pour élaborer une description plus quantitative du courant intrusif, les vitesses des dériveurs de 1979 ont été calculées dans trois sections transversales, comme le montre la Figure 5.2.3-2. Les caractéristiques des vitesses dans ces trois sections sont résumées dans le Tableau 5.2.3-1.

Tableau 5.2.3-1

Vitesses du courant faisant intrusion dans le détroit de Lancaster, à travers trois sections transversales, basées sur les vitesses des dériveurs de 1979. Les vitesses sont données pour les deux modes.

Section	Nombre d'obs.	Vitesse (cm/sec) max.	min.	médiane	Direction (T) max.	min.	médiane
A-A'	15	103	30	73	273	212	259
B-B'	16	100	24	67	225	131	157
C-C'	17	117	48	81	144	75	102

A mesure que le courant de Baffin entre dans le détroit de Lancaster à partir du nord-est, il semble se rétrécir et se renforcer. Jusqu'au sud-ouest du cap Sherard, la vitesse des courants quasi-superficiels est ordinairement de 70 cm/s et leur direction est remarquablement uniforme dans une gamme observée de 61 degrés seulement. Une autre caractéristique distinctive des courants traversant la section A-A' est l'étendue limitée sur laquelle le courant était observé: les 15 dériveurs passaient dans une bande distante de six à 16 km de la côte. Il est vraisemblable que la largeur réelle du courant à tout moment donnée était même inférieure à la zone de 10 km de largeur observée pendant une période d'observation de 40 jours au cours de l'été 1979.

En traversant le centre du détroit de Lancaster, le courant varie davantage en emplacement et en vitesse. Certains dériveurs le traversant du nord au sud ont été observés dans une section ayant 35 km de largeur au centre du détroit et s'étendant de 35 à 65 km à l'ouest de la ligne joignant les caps Sherard et Hay, au milieu du détroit. Deux types de trajectoires de dériveurs se dégagent des données de 1979. Au centre du détroit, les trajectoires se distinguent clairement: elles sont composées de mouvements orientés soit du sud au sud-est, soit du sud au sud-ouest. Dans ce dernier cas, les courants sont habituellement plus forts (la valeur médiane de sept occurences du second mode est 87 cm/s contre 54 cm/s pour les dix occurences du premier mode).

Dans le courant sortant de l'extrémité sud du détroit de Lancaster, à l'est du goulet de Navy Board, les mouvements des dériveurs étaient plus rapides que ceux qui étaient observés dans le centre et le nord de ce détroit. Le valeurs médiane (81 cm/s) et maximale (117 cm/s) des vitesses étaient les plus fortes pour cette section. Les passages des dériveurs dans la section s'effectuaient dans une zone de 33 km de largeur, la trajectoire la plus proche

étant située à 4 km du rivage. Les dériveurs suivant le premier mode de circulation du courant intrusif montraient une tendance distincte à rester loin de la côte (à la coupe C-C'). Les dériveurs suivant ce mode traversaient cette section à une distance comprise entre 11 et 30 km de la côte. Les dériveurs provenant de l'est de l'île Devon suivaient le second mode de circulation du courant intrusif et ceux qui se déployaient plus loin vers l'est dans le détroit de Lancaster sont sortis du détroit dans toute la zone de 33 km de largeur, le long de la coupe C-C'.

Huit des quinze dériveurs poursuivis par satellite et mis à l'eau au cours de l'été 1978 ont été déployés à moins de 55 km de la côte est de l'île Devon. Sept ont décrit des mouvements semblables à ceux du courant intrusif, tandis qu'un est tombé prématurément en panne. De plus, deux paires de dériveurs ont été mouillés dans une zone situés à 10 km des rives sud et nord du détroit de Lancaster, à environ 82 degrés de longitude ouest.

Les données des dériveurs de l'été 1978 sont plus difficiles à interpréter: leur qualité était inférieure à celle des dériveurs de l'automne de 1979 à cause de la précision moins grande des données de leur position. De plus, à cause du plus fort englacement de l'été 1978, une lisière de glace persistante était présente dans l'est du détroit de Lancaster et s'étendait d'immédiatement à l'ouest du cap Warrender à la côte nord-ouest de l'île Bylot. A la fin d'août, la glace située à l'ouest de cette ligne était devenue mince et contenait de nombreuses ouvertures; toutefois, une lisière de glace a subsisté jusqu'au début de septembre. A cause de l'importante couverture glacielle qui avait subsisté pendant une grande partie de l'été 1978, les dériveurs étaient confinés du côté eaux libres de la lisière de glace. C'est pourquoi les trajectoires des dériveurs pouvaient s'écarter des zones habituelles.

Les trajectoires des dériveurs du début du mois d'août sont montrées sur la Figure 5.2.3-3 a), ainsi que la position de la lisière de glace déterminée le 8 août d'après les images transmises par satellite. Les trajectoires des dériveurs étaient semblables à celles des dériveurs de 1979 du premier mode; elles pénétraient dans l'est du détroit de Lancaster dans une zone comprise entre 48 et 62 km au milieu du détroit. La pénétration des dériveurs était limitée par la présence de la lisière de glace, mais la plage des valeurs mesurées coïncidait avec celles ce la pénétration des dériveurs de 1979 alors que les conditions de la glace étaient beaucoup moins sévères et que celle-ci ne limitait pas le mouvement des dériveurs vers l'ouest. Cette ressemblance permet de conclure que la position de la lisière de glace elle-même peut être reliée à la présence du courant intrusif bien que les données estivales de la lisère de glace des autres années n'aient pas été étudiées pour vérifier cette hypothèse.

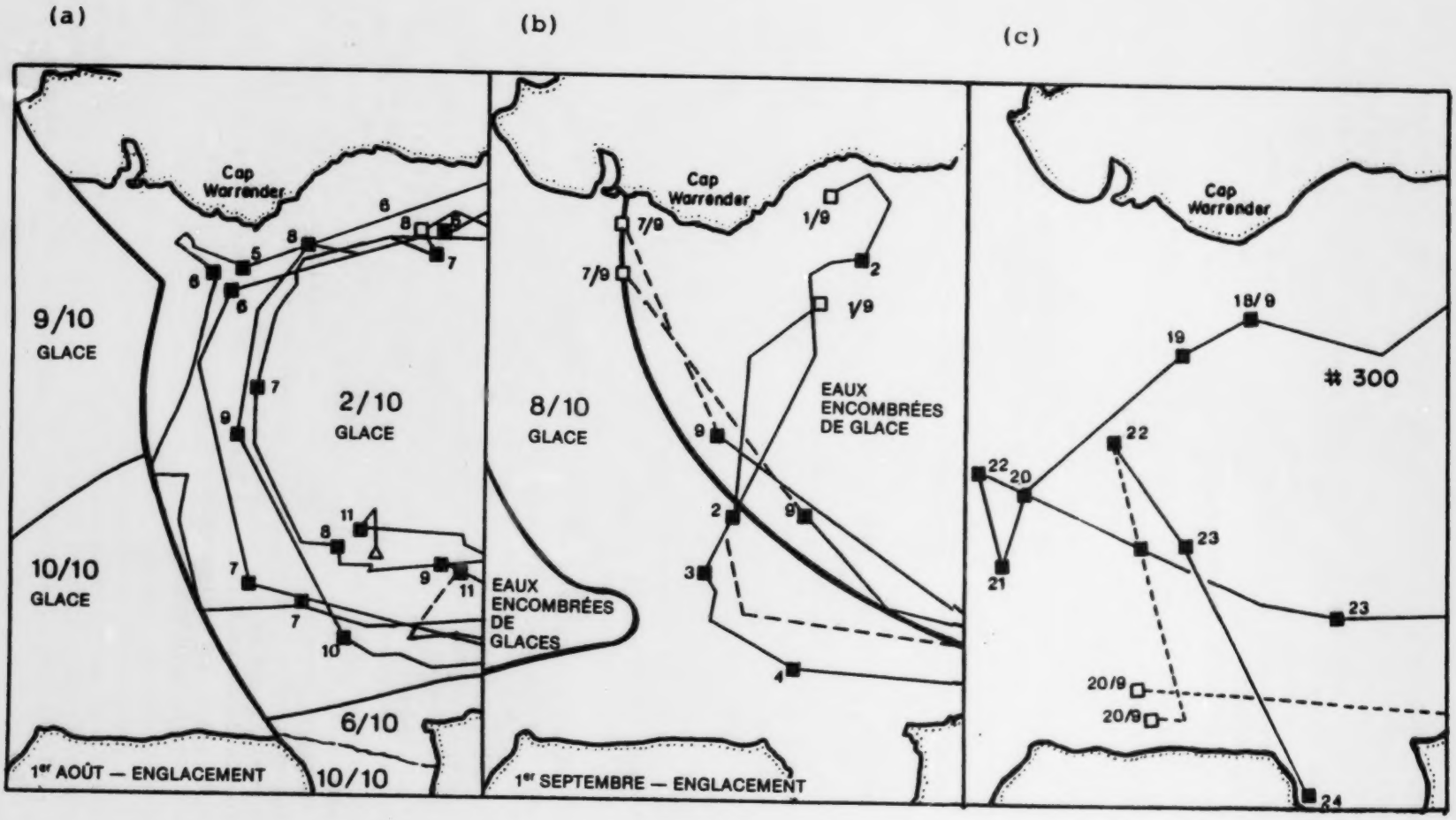


Figure 5.2.3-3 Trajectoires des dériveurs poursuivis par satellite, mis à l'eau en 1978. Les limites de la banquise dérivante près du moment de l'observation sont également indiquées.

Plus tard dans l'été de 1978, le courant intrusif a entraîné, dans l'est du détroit de Lancaster, deux dériveurs mis à l'eau à l'est de l'île Devon (Figure 5.2.3-3 b)). Ces deux dériveurs ont suivi des trajectoires qui les menaient dans la région au sud du détroit de Lancaster, entre les zones de trajectoires du premier mode et du second mode de 1969 (Figure 5.2.3-1); il est possible que la présence de la glace vers l'ouest et le sud ait limité la possibilité que les trajectoires entrent dans la zone des trajectoires du second mode.

Le dernier ensemble de trajectoires de dériveurs de 1978 pour la période allant du 15 au 25 septembre comprend celles des deux dériveurs mis à l'eau au large de la péninsule de Borden. Ces deux dériveurs se sont déplacés vers l'est jusqu'à la sortie du détroit, le long de la côte nord-ouest de l'île Bylot, mais l'un d'entre eux (370) s'est déplacé d'abord vers le nord jusqu'au milieu du détroit et en est revenu avant de reprendre son déplacement net vers l'est. L'autre dériveur actif (300) avait été mis à l'eau le 28 août à 55 km à l'est de l'île Philpots, au large de l'île Devon. Après 13 jours de faible déplacement vers le sud-ouest, ce dériveur est entré dans le détroit de Lancaster assez loin de la côte (30 km), hors des limites normales du courant intrusif, s'est déplacé ensuite vers le sud-ouest et a pénétré sur 95 km dans le détroit, au large de la côte ouest de la péninsule de Borden, avant d'entrer dans un tourbillon lévogyre et de sortir du détroit. Cette trajectoire était semblable à une trajectoire du second mode mais s'étendait approximativement à 5 km plus à l'ouest que la limite extérieure de la zone des trajectoires des dériveurs 1979 du second mode. Cette trajectoires coïncide avec les données CTD (pression, température, profondeur) du 19 septembre, ce qui fait supposer une pénétration profonde du courant intrusif pendant cette période, comme nous l'étudions ci-dessous.

Modes de circulation déduits des données de CTD de 1978 et 1979

En utilisant les méthodes océanographiques classiques, le mode de circulation superficielle peut être déduit de la répartition des masses internes déterminées d'après les profils CTD. Comme l'indique la section 3.2, ce moyen d'étudier cette circulation comporte un certain degré d'incertitude; néanmoins, les modes de circulation dérivés coïncident généralement avec la distribution spatiale des caractéristiques dominantes de la circulation.

Dans la Figure 5.2.3-4 1) à 4), les quatre périodes de données CTD synoptiques 1979 sont présentées sous forme de cartes des anomalies de hauteur dynamique de la surface en fonction du niveau de référence 300 décibars. Le courant intrusif est très visible sur chaque carte. Sa caractéristique dominante est le déplacement du nord au sud en travers du détroit; au milieu de celui-ci, le courant intrusif est situé à une distance comprise entre 25 et 72 km à l'ouest de la ligne joignant les caps Sherard et Hay. La gamme des valeurs correspondantes observées au milieu du

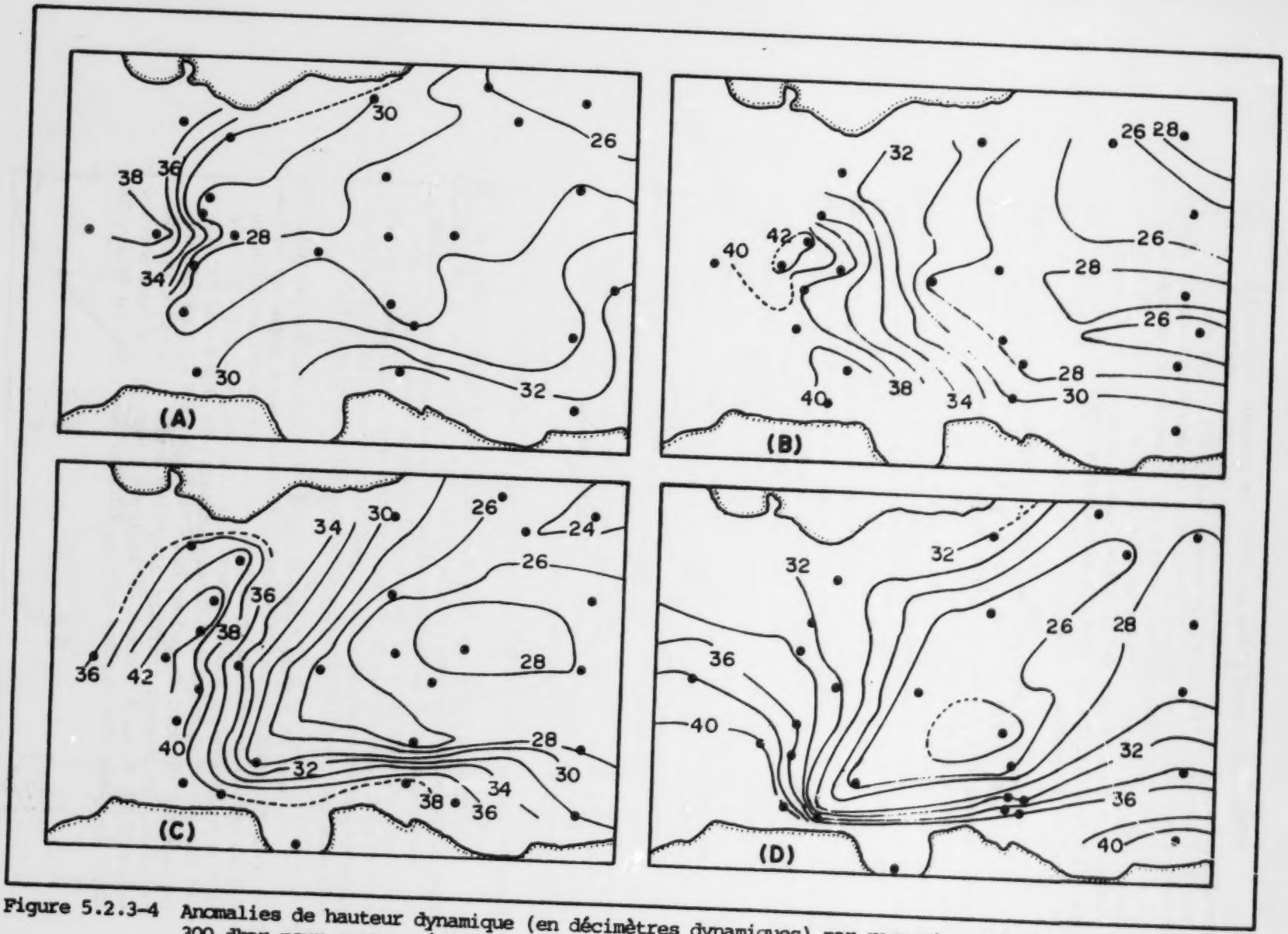


Figure 5.2.3-4 Anomalies de hauteur dynamique (en décimètres dynamiques) par rapport au niveau 300 dbar pour quatre périodes d'observations CTD en 1979: (1) 18-19 juillet, (2) 29 juillet - 3 août; (3) 2-4 septembre et (4) 14-23 septembre.

détroit d'après les données des dériveurs de 1979 est comprise entre 35 et 70 km; ces deux gammes coïncident fortement si l'on considère qu'au milieu du détroit les stations CTD sont espacées de 20 à 25 km, là ou la circulation du courant variait au cours des quatre périodes d'observation. Les 18 et 19 juillet, le courant avait tendance à se déplacer vers le sud-ouest et à se diriger vers l'extrémité ouest de la péninsule de Borden. Plus tard, au début d'août, le courant s'orientait au sud-est et à se dirigeait vers le nord-ouest de l'île Bylot. Au cours des deux derniers ensembles d'observation CTD (3-4 et 14-23 septembre), au milieu du détroit, le courant semble se diriger vers le sud et déplacer l'eau vers le centre de la péninsule de Borden, région dans laquelle il tournait brusquement vers l'est. En fonction des deux modes dérivés des données des dériveurs 1979, les premier, troisième et quatrième ensembles des trajectoires dérivées des données CTD suivaient le second mode alors que le deuxième suivait le premier mode.

Dans les modes de circulation dérivés des données CTD, les parties entrantes et sortantes du courant intrusif ne sont pas aussi dominantes que dans le cas des vitesses des dériveurs (Figure 5.2.3-2). Cet écart est dû au confinement apparent d'une grande partie du courant intrusif entre le rivage et la station CTD située plus à l'intérieur du détroit. Du côté nord du détroit, la station CTD la plus proche de la côte (4F) était située à 9 km du rivage, et la station suivante (4E) était située à 32 km au large de celle-ci. Dans la quatrième et dernière carte de circulation CTD seulement, il existe des traces appréciables de courant entre les stations 4E et 4F; si nous supposons que pour les trois autres périodes synoptiques, le courant intrusif est de grandeur comparable, comme le font supposer le dériveur et le courantomètre ainsi que la circulation CTD dérivée au milieu du détroit, il s'ensuit que la majeure partie du courant était située à moins de 9 km de la côte de l'île Devon.

Au large de nord-ouest de l'île Bylot, les données CTD indiquent que le courant sortant peut parfois s'éloigner plus de la côte que le courant entrant ne le fait du côté opposé du détroit. Les 2 et 22 septembre, d'après les isoplèthes des anomalies de hauteur dynamique, une grande partie du courant sortant passait entres les stations 4A et 4B situées respectivement à 11 et 23 km de la côte de l'île Bylot. Toutefois, le 30 juillet, le courant géostrophique entre 4A et 4B était faible; étant donné le degré considérable du courant traversant le détroit à cette époque, nous concluons que le fort courant sortant était situé à moins de 11 km de la côte. En utilisant un raisonnement semblable, la moitié du courant sortant qui n'était pas observé entre les stations 4A et 4B le 18 juillet devrait passer entre la côte et 4A. Ainsi, le gros du courant sortant semble être situé à moins de 23 km de la côte de l'île Bylot.

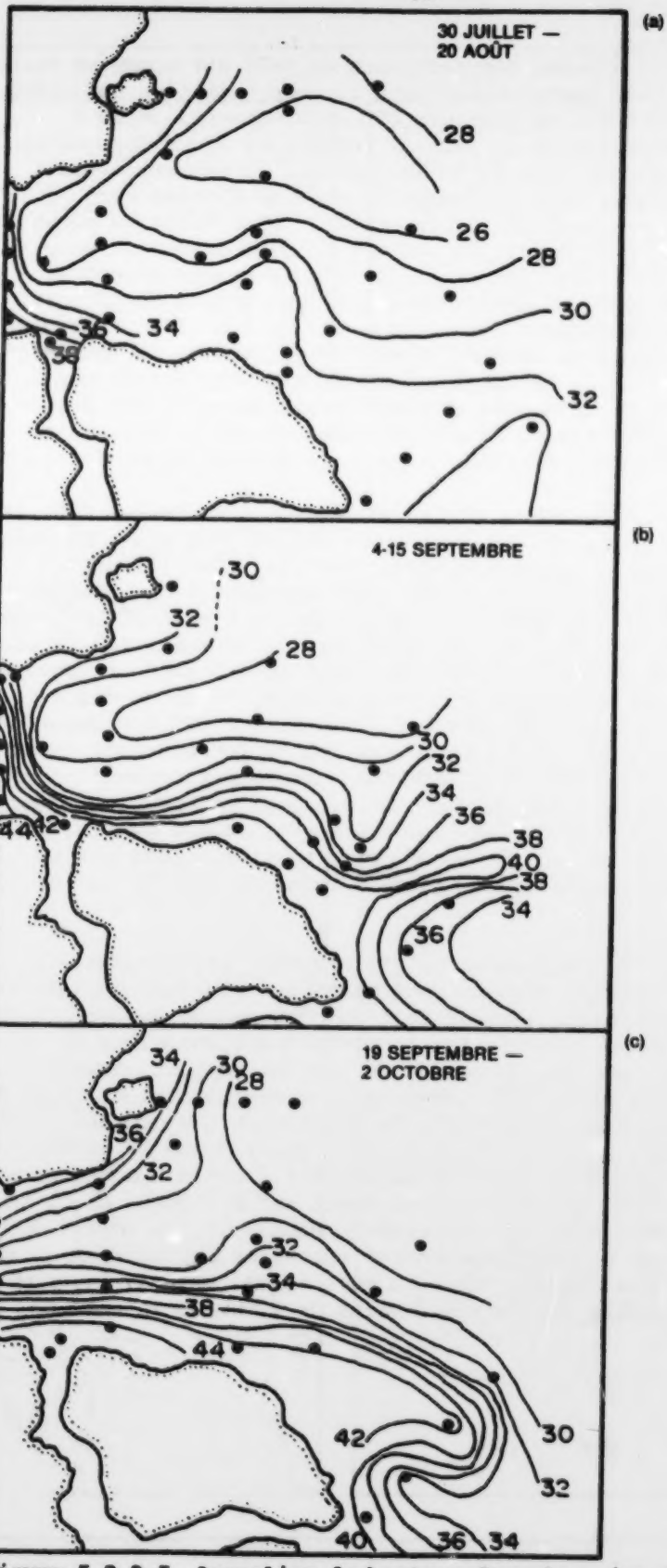


Figure 5.2.3-5 Anomalies de hauteur dynamique (en décimètres dynamiques) par rapport au niveau 300 dbar pour les observations CTD de 1978.

Au cours de l'été 1978, trois ensembles de données synoptiques CTD ont été recueillies dans l'est du détroit de Lancaster. L'espacement des stations était plus grand parce qu'un moins grand nombre de stations étaient situées à l'ouest du goulet Navy Board, à la fois le long et en travers du détroit (Figure 5.2.3-5 a) à c)). Pour les deux premiers ensembles de données CTD 1978, les modes calculés de circulation en surface sont semblables à ceux des 1 et 2 août 1979 et concordent avec le premier mode de circulation. La dernière période des anomalies de hauteur dynamique des courants 1978 diffère significativement de celles de toute autre période de données CTD soit de 1978, soit de 1979. Au cours de la période du 19 septembre au 2 octobre, il est montré que le courant pénétrait plus profondément dans le détroit de Lancaster, jusqu'à 70 km plus loin que la ligne joignant les caps Sherard et Hay. Etant donné l'absence de station CTD plus loin vers l'ouest, il n'est pas possible de définir l'étendue de la pénétration. Toutefois, un dériveur (300) poursuivi par satellite était observé alors qu'il pénétrait jusqu'à presque 90 km dans le détroit de Lancaster, les 21 et 22 septembre, peu de temps après la collecte des données CTD. Avec la pénétration plus profonde, les courbes des anomalies de hauteur dynamique font conclure que le courant entrant et sortant était plus large et s'étendait plus loin de la côte: la portion entrante était observée jusqu'à 30 km de la côte de l'île Devon tandis que le courant sortant pouvait s'être étendu jusqu'à 50 km de la côte de l'île Bylot.

Données des courantomètres - Répartition des courants subsuperficiels

Pour continuer la description du courant intrusif, nous étudions les données sur les courants subsuperficiels. Les données des dériveurs et CTD fournissent une couverture spatiale étendue à de longs intervalles, alors que les courantomètres enregistrent de nombreuses mesures dans un petit nombre d'emplacements. En dehors de la différence de nature des types spatiaux et temporels de données, nous devons également étudier les différences dans la profondeur des mesures. Comme l'indique la section 4, les mouvements des dériveurs poursuivis par satellite sont représentatifs de courants compris entre 4 et 11,6 m, tandis que les courantomètres les plus hauts étaient placés à une profondeur de 35 m (les profondeurs moyennes réelles variaient entre 24 et 80 m). Etant donné la complexité et la variation temporelle de la structure de densité verticale qui sont souvent observées entre ces profondeurs de mesure (Section 5.9), nous comparons d'abord les mesures simultanées des dériveurs et des courantomètres.

En utilisant les données de l'été 1979, les vitesses des dériveurs passant à moins de 6 km des ancrages de courantomètres H, L ou M ont été comparées avec les vitesses simultanées relevées par les courantomètres supérieurs, comme l'indique la Figure 5.2.3-6. Bien que le nombre de ces comparaisons soit très limité (4 cas pour l'ancrage H, 7 pour l'ancrage L et 2 pour l'ancrage M), les résultats fournissent une indication de la constance des deux types

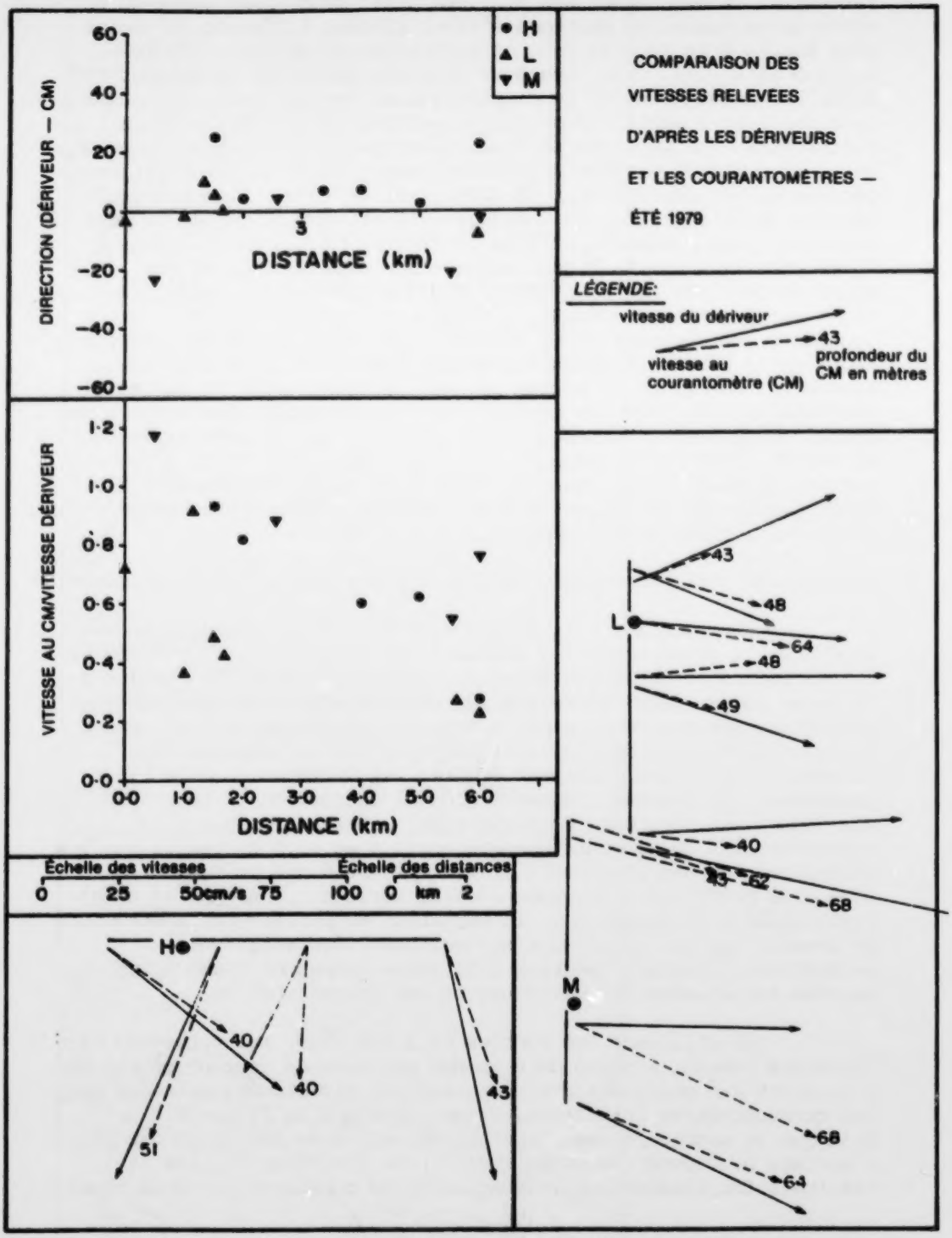


Figure 5.2.3-6 Comparaison des vitesses simultanées des dériveurs et des courantomètres supérieurs pour des intervalles de 6 km ou moins.

de données sur les courants quasi-superficiels. Les directions concordent remarquablement bien (jusqu'à $\pm$ 25 degrés), étant donné les différences des moyennes spatiales et temporelles. Une plus grande dispersion est constatée pour la comparaison des vitesses, le rapport des vitesses des courantomètres et des dériveurs étant de 0,6 $\pm$ 0,4. L'écart entre les vitesses augmente proportionnellement à la distance entre les emplacements de mesure; pour des distances de 3 km ou moins, le rapport des vitesses est de 0,65 $\pm$ 0,25. Ces différences entre les vitesses des dériveurs et celles des courantomètres ne sont pas surprenantes parce que la zone supérieure est très complexe, comme l'indique la structure de ses densités (Section 5.9). En nous basant sur ces comparaisons, nous utiliserons les données directionnelles des courantomètres supérieurs pour décrire la circulation des eaux quasi-superficielles. Les mesures des vitesses au courantomètre doivent être utilisées avec plus de précaution parce que les différences observées sont relativement importantes.

La répartition directionnelle des courants mesurés par les courantomètres supérieurs est présentée dans la Figure 5.2.3-7. Le courant est caractérisé par une faible variabilité directionnelle aux emplacements d'amarrage situés dans le courant intrusif, là où il entre dans le détroit de Lancaster et en sort (stations 1 et 4; 6, L et M). L'emplacement des courants les plus uniformes du point de vue des variations directionnelles était la station 4, où la gamme observée des directions était comprise entre 223° et 277°, 95% des courants mesurés étant situés dans une gamme de 36° centrée sur 251°. Ces résultats concordent bien avec la description des courants près de la surface basée sur les données des bouées dérivantes.

Du côté opposé du détroit, le courant sortant vers l'est était caractérisé par des écoulements relativement constants qui étaient un peu plus variables que ceux du côté nord. A la station L, 95% des directions mesurées étaient comprises entre 60° et 150° tandis que plus près de la rive, à la station M, la répartition directionnelle était plus serrée, 95% des données étant comprises entre 70° et 130°. Vers l'aval, la variabilité directionnelle augmentait, comme l'indiquent les données des stations 6 et 8 où la variabilité directionnelle de 95% des données est centrée respectivement sur 210° et 250°.

Une comparaison semblable des vitesses en sous-surface au niveau des courantomètres supérieurs indique une variabilité augmentée des vitesses entre les parties entrantes et sortantes du courant intrusif (Tableau 5.2.3-2). Alors que les vitesses moyennes étaient inférieures, les vitesses maximales étaient plus grandes aux stations situées au large de la côte nord-ouest de l'île Bylot qu'aux stations situées au large de la côte sud de l'île Devon.

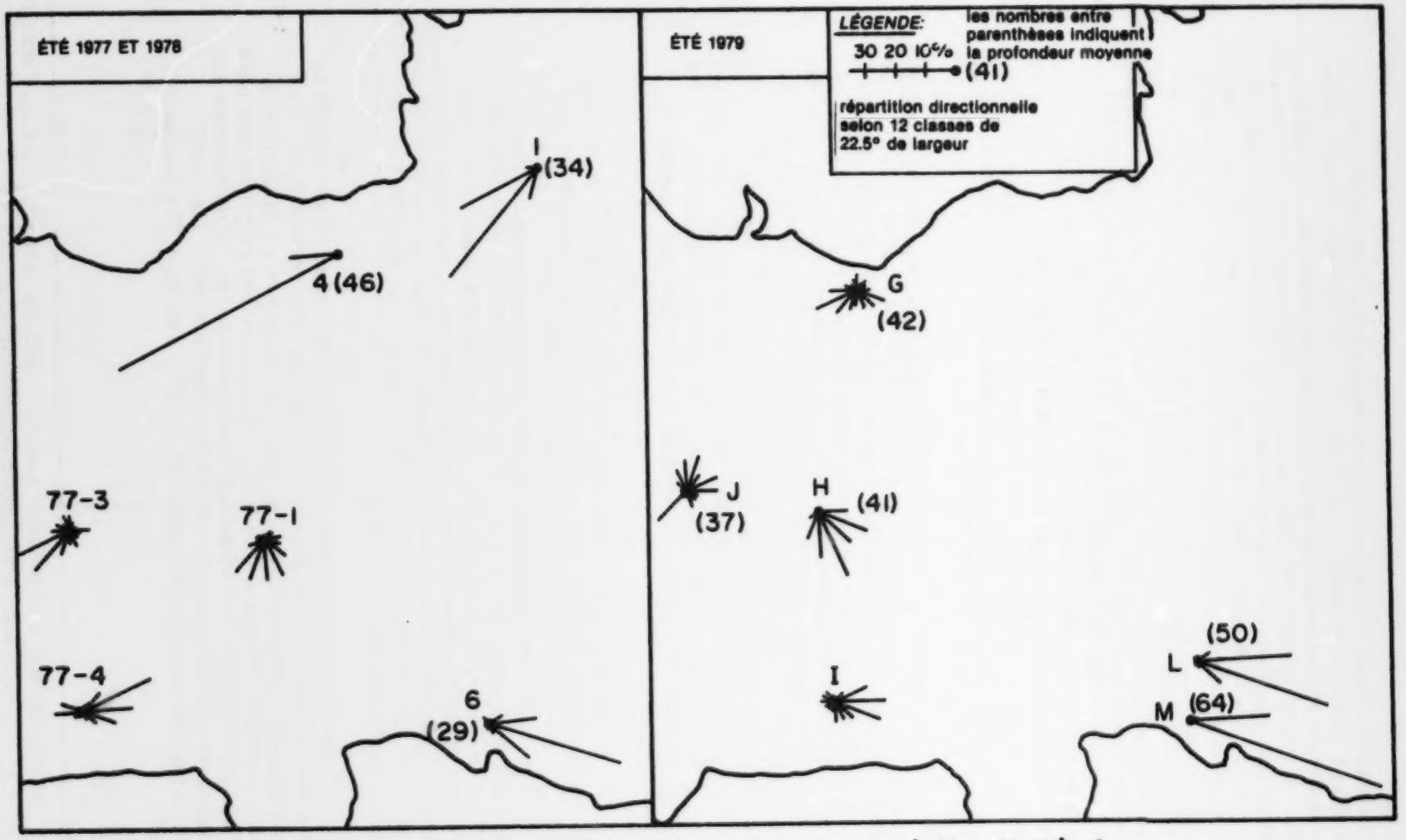


Figure 5.2.3-7 Répartition directionnelle des courants subsuperficiels à 35 m d'après les courantomètres ancrés en 1977, 1978 et 1979.

Tableau 5.2.3-2

Résumé des mesures courantométriques effectuées par le courantomètre supérieur, à des emplacements situés dans le courant intrusif. Lorsque les données de pression ne sont pas disponibles, la profondeur nominale est indiquée entre parenthèses (Le facteur de stationnarité est défini comme étant le vecteur des vitesses moyennes divisées par la vitesse moyenne multipliée par 100 (Ramster et al). Pour les emplacements pour lesquels le facteur de stationnarité est de 70% ou moins, le vecteur des vitesses moyennes n'est pas représentatif des données temporelles du courant).

Station	Durée des enregistrements	Profondeur moyenne	Vitesses moyen.	max.	Vecteur moyen vitesse	dir.	Facteur de stationnarité B
	(jours)	(m)	(cm/s)		(cm/s)	(^{o}T)	(%)
77-1	60	(35)	24,3	95,4	16,2	177	67
77-3	63	(35)	37,4	111,5	19,0	233	51
1	45	35	21,4	73,7	20,3	230	95
4	20	46	58,2	89,4	57,6	251	99
6	46	29	50,5	104,3	45,3	110	90
8	45	83	27,0	90,0	20,6	96	76
G	61	42	21,1	78,2	6,8	208	32
H	52	41	33,8	84,9	26,7	154	79
I	52	(35)	20,6	75,1	6,6	134	32
J	50	37	21,5	79,6	9,0	25	42
L	56	50	36,1	86,3	34,3	105	95
M	55	64	52,0	104,5	51,1	105	98

D'après les données des dériveurs, nous avons vu précédemment que la plus grande partie variable du courant intrusif se trouvait à l'endroit où celui-ci traverse le détroit de Lancaster. Cette variabilité est clairement démontrée par la répartition directionnelle des courants subsuperficiels mesurés aux stations 77-1 et 77-3 au cours de l'été de 1977 (Fissel et Wilton, 1978) et aux stations H et I au cours de l'été de 1979. Les vitesses moyennes y sont moins grandes lorsqu'on les compare avec celles des autres parties du courant intrusif, mais de forts débits sont occasionnellement observés; la plus grande vitesse pour un courant subsuperficiel (111,5 cm/s) a été mesurée en 1977 à la station 77-3.

Précédemment, d'après les données des dériveurs, le courant intrusif était décrit comme suivant deux orientations spatiales distinctes dans le milieu du détroit: les vitesses de la première étaient directement orientées vers le sud-est et celles de la seconde vers le sud jusqu'au sud-ouest (Figure 5.2.3-1). Les stations 77-3 et H occupées respectivement en 1977 et 1979 sont situées à 1,3 km l'une de l'autre dans la zone des trajectoires orientées vers le sud-ouest des dériveurs et juste à la limite extérieure des trajectoires orientées vers le sud-est de ces dériveurs. Pour ces deux stations, les répartitions directionnelles sont caractérisées respectivement par des courants orientés vers les sud-ouest et le sud-est: en 1977, 75% des courants comportaient une composante orientée vers le sud tandis que la valeur correspondante pour 1979 était de 95%. Toutefois, les répartitions directionnelles ne sont pas bimodales mais indiquent plutôt un continu de directions du sud-ouest vers le sud-est, ce qui n'est pas incompatible avec les données de la vitesse des dériveurs qui montraient une quantité considérable de variations à petite échelle superposées aux déplacements nets de plus faible fréquence. Ces phénomènes à petite échelle, dont la majeure partie ont une origine tidale ou inertielle, tendent à étaler les répartitions directionnelles. D'autre part, le centre du courant intrusif peut être relativement étroit par rapport à la zone des trajectoires des dériveurs. Par moments, lorsque les principales strates du courant intrusif sont éloignées de l'emplacement de l'ancrage, les données courantométriques proviennent plus de petits courants locaux que du courant intrusif, ce qui étalera également la répartition directionnelle des courants mesurés à n'importe quel emplacement. Toutefois, la nature bimodale du courant intrusif peut être décelée en étudiant la répartition directionnelle des mesures de courant dont les vitesses sont suffisamment importantes pour qu'elles correspondent à la présence de ce courant. Par exemple, la répartition conjointe des données de vitesse et de direction pour la station H indique que, pour les courants dont la vitesse était supérieure à 48 cm/s, la répartition directionnelle comportait deux pics à 165 et 205 degrés.

Circulation des eaux au large de la péninsule de Borden

La description du courant intrusif présentée ci-dessus est concentrée sur le courant entrant du côté nord du détroit, le déplacement vers le sud au milieu de celui-ci et le courant sortant au large du nord-ouest de l'île Bylot. Dans les eaux au large de la péninsule de Borden qui s'étendent jusqu'au milieu du détroit, des modes de circulation particulièrement compliqués et variables ont été observés. En raison de cette complexité, l'échantillonnnage des données doit être plus fréquent dans cette région afin de fournir une description complète de la circulation des eaux en surface de cette région. Nous sommes obligés de limiter notre description des principales caractéristiques de cette circulation aux périodes pendant lesquelles les données enregistrées simultanément par les dériveurs et les courantomètres sont suffisamment détaillées.

Dans cette région, il est vraisemblable que cette complexité résulte du fait que le courant intrusif rencontre le courant sortant du détroit de Lancaster. Il existe des signes que ce courant intrusif ne s'y étend pas toujours. Parfois, il passe du milieu du détroit directement à la région au large du nord-ouest de l'île Bylot sans passer par la région au large de la péninsule de Borden (appelée plus haut premier mode). Pendant les autres périodes, il se dirige vers le sud jusqu'au sud-ouest à partir du milieu du détroit en approchant jusqu'à 15 km de la péninsule de Borden (second mode). L'efflux vers l'est de l'eau de l'ouest du détroit de Lancaster a été observé dans les données des dériveurs de 1979 (section 5.2.7) et les données historiques (section 3). Il tend à se concentrer du côté sud du détroit, fait partie de l'écoulement net des eaux de l'océan Arctique dans la mer de Baffin et passe par les îles Arctiques. Les variations temporelles de ce courant ne sont pas bien comprises; il existe des signes d'importantes variations dans l'efflux des eaux arctiques, plus à l'ouest dans le détroit de Crozier, pendant des périodes de plusieurs semaines, ainsi qu'une forte variation annuelle avec débit maximum (Greisman et Lake, 1978). La complexité des caractéristiques de la circulation dans cette région n'est pas surprenante si l'on considère que la région au large de la péninsule de Borden constitue le point de jonction de ces deux importants courants, qui varient à la fois temporellement et spatialement.

Dans la Figure 5.2.3-8, les données observées simultanément par les bouées dérivantes et les courantomètres supérieurs en 1979 sont assemblées pour trois cas de courants intrusifs du premier mode. Dans ce mode, la région qui nous intéresse immédiatement est située à l'ouest du courant intrusif. Dans deux des cas, les 16 et 26 août, les débits sont relativement faibles (20 cm/s) aux deux stations I et J, alors qu'à la station H le débit est plus fort et dépend de la proximité du courant intrusif. D'autre fois, des caractéristiques plus fortes et plus compliquées de l'écoulement sont trouvées à l'ouest d'un courant

intrusif du premier mode. Par exemple, entre les 24 et 30 septembre, deux dériveurs se sont déplacés de l'ouest à l'est à travers le détroit de Lancaster alors que trois autres dériveurs suivaient un courant intrusif du premier mode. L'un des dériveurs se déplaçant vers l'est (1961), situé à 10 km de la côte de la péninsule de Borden, se déplaçait à 25 cm/s. L'autre (1971), passant par le milieu du détroit trois jours plus tard, se déplaçait rapidement vers l'est à la vitesse de 85 cm/s. Des mouvements vers l'est au milieu du détroit, à l'ouest du courant intrusif du premier mode, étaient également observés les 8 et 10 septembre (Figure 5.2.3-10 c)) et étaient accompagnés par un fort courant se dirigeant vers l'ouest à la station I. Ce cas est étudié de façon plus approfondie ci-dessous.

Les mouvements vers l'est, mesurés par les courantomètres supérieurs aux station H et J, ont persisté jusqu'au 17 septembre, mais aucun dériveur n'était dans la région du courant intrusif pour déterminer si les déplacements du premier mode continuaient pendant cette période. Toutefois, deux dériveurs approchaient de la région au large de la péninsule de Borden, en provenance de l'ouest, les 14 et 15 septembre: la trajectoire de l'un des dériveurs (1951) passant le long du milieu du détroit décrivait une boucle anticyclonique de 23 km de diamètre avant de s'orienter vers le sud-est jusqu'au nord-ouest de l'île Bylot (Figure 5.2.3-9 a)). Cette trajectoire signifie que le courant intrusif est du premier mode et situé plus loin vers l'est le long de la côte de la péninsule de Borden. A mesure que le premier dériveur entrait dans cette boucle, le courant au large de la péninsule de Borden changeait de sens, comme l'indique les mesures de la partie supérieure du courant à la station I et l'inversion des déplacements vers l'est du dériveur 1955. Au moment de l'apparition des courants intrusifs du premier mode, des courants côtiers orientés vers l'est et vers l'ouest ont été observés au large de la péninsule de Borden. Au milieu du détroit, les courants semblent être plus constamment dirigés vers l'est.

Pendant l'apparition des caractéristiques du second mode de courant intrusif, ce courant entrait dans la région de la péninsule de Borden et tournait soit vers l'est, soit vers l'ouest à 20 km de la côte. Au milieu du détroit, à l'est du courant intrusif, à la station J, le courant comportait une forte composante vers le nord au cours des trois présences du courant intrusif du second mode, comme l'indiquent les données des dériveurs 1979 (figure 5.2.3-9 b) et c) et 5.2.3-10 a)). La raison de ce phénomène n'est pas connue: elle pourrait être une déviation prononcée vers le nord du courant coulant vers l'est dans le détroit de Lancaster, causée par la pénétration du courant intrusif dans la région de la péninsule de Borden. Toutefois, ceci n'est qu'une supposition qui ne peut être confirmée sans mesures simultanées de l'efflux du détroit de Lancaster et du courant intrusif du second mode.

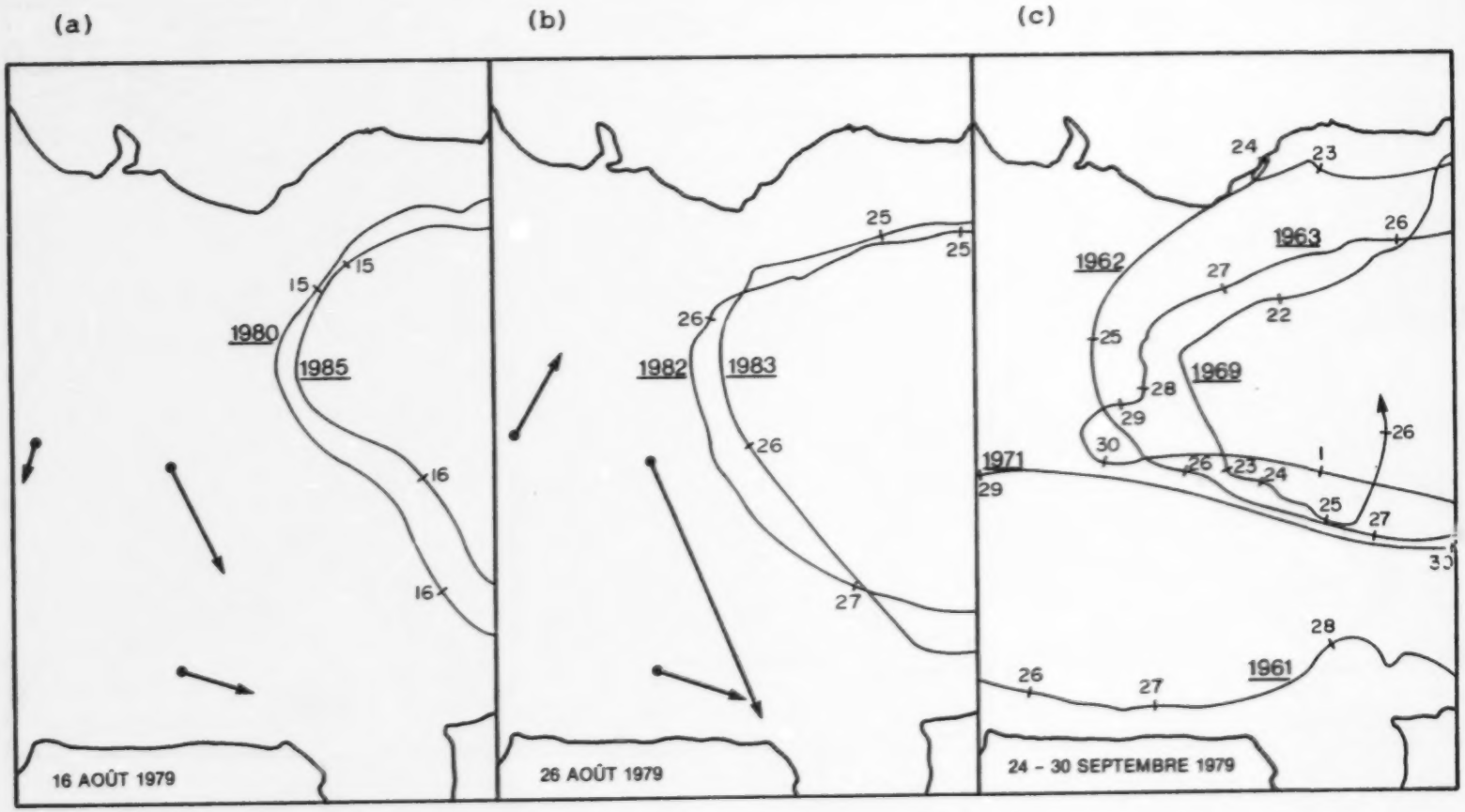


Figure 5.2.3-8 Etudes de cas de vitesses observées simultanément par les dériveurs et les courantomètres supérieurs 1979, indiquant les caractéristiques d'un courant intrusif du premier mode.

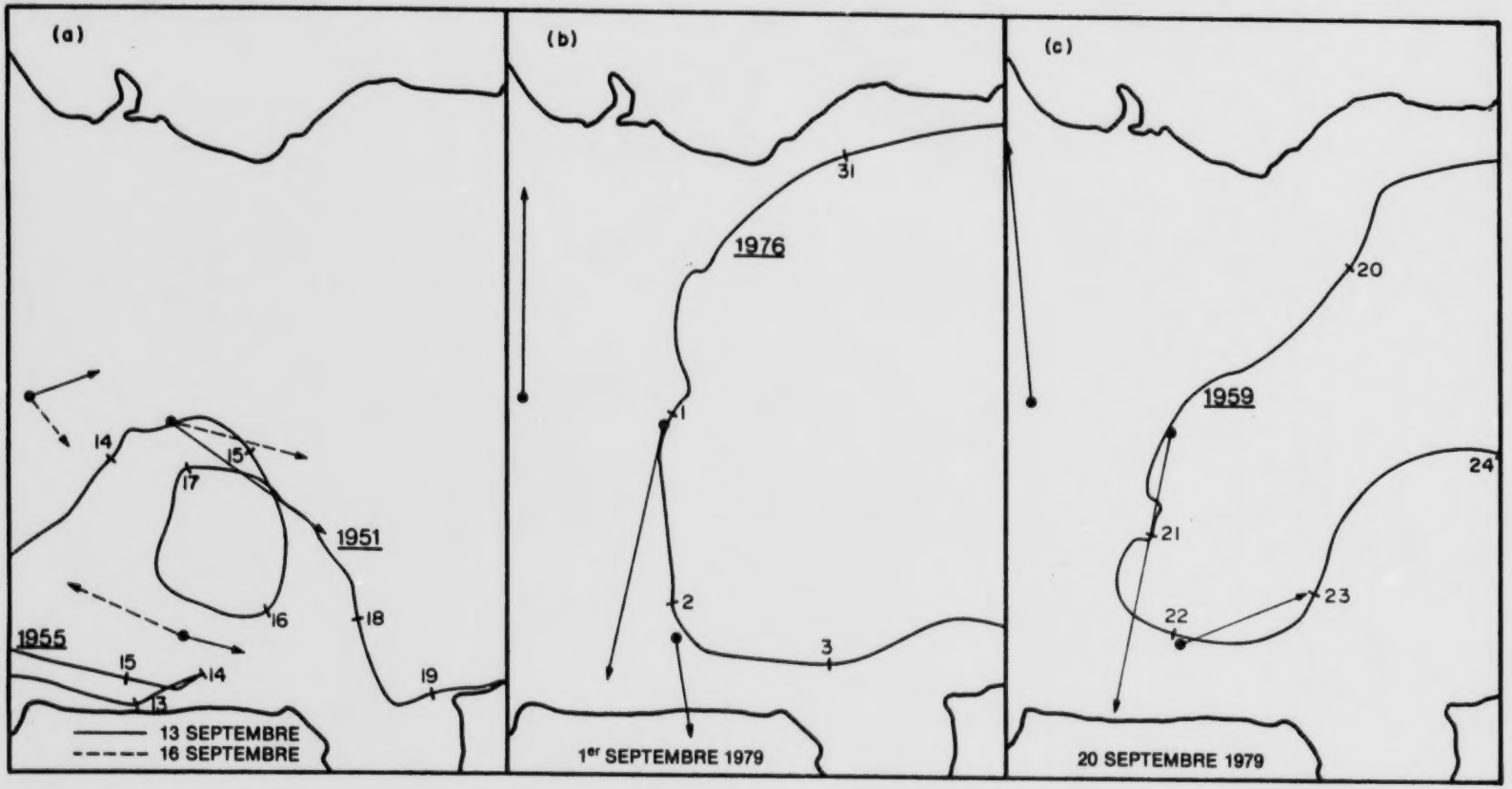


Figure 5.2.3-9 Etudes de cas de données recueillies simultanément par les dériveurs et les courantomètres supérieurs 1979, illustrant a) les déplacements giratoires anti-cycloniques au large de la péninsule de Borden, b) et c) les caractéristiques d'un courant intrusif du second mode.

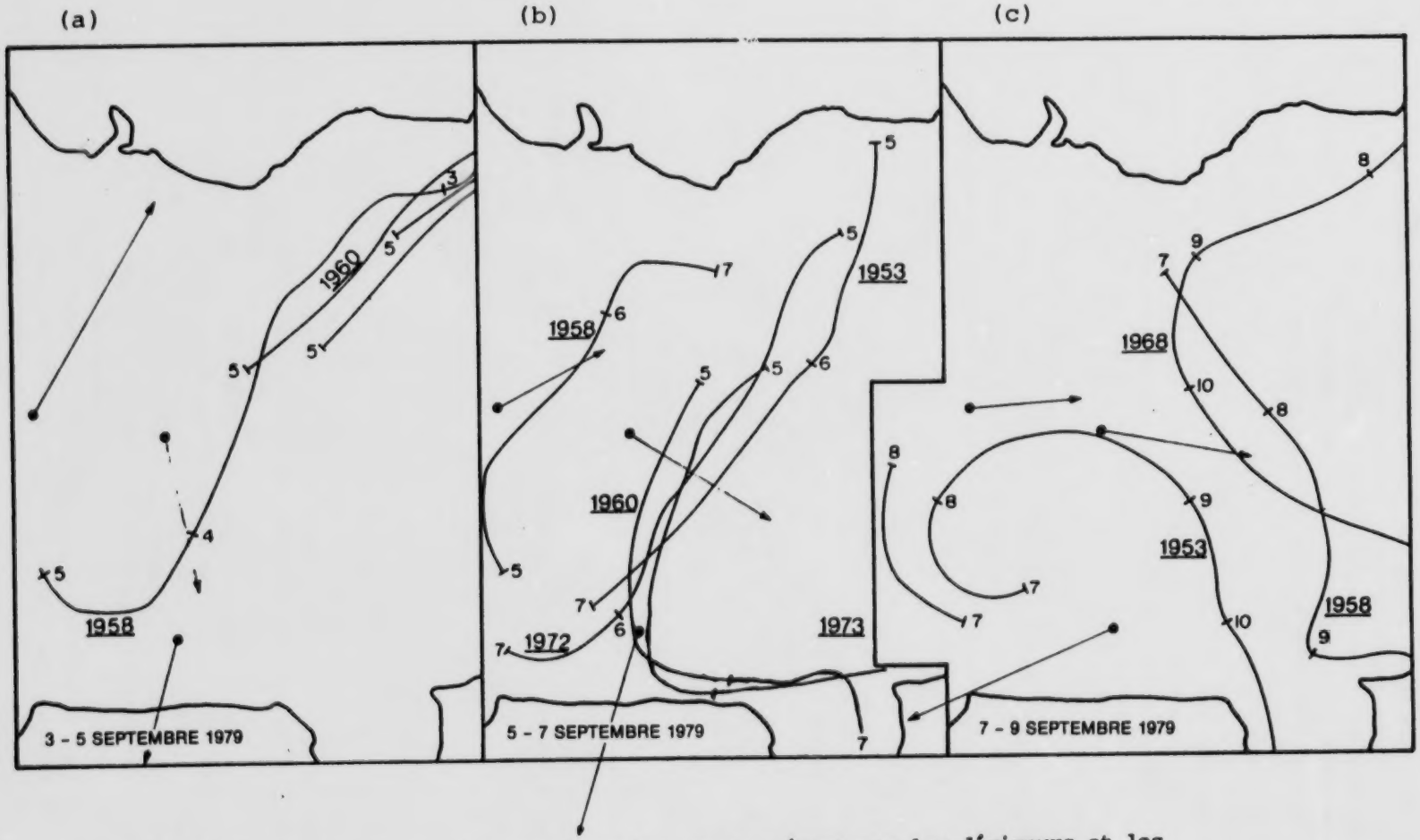


Figure 5.2.3-10 Etudes de cas de vitesses observées simultanément par les dériveurs et les courantomètres 1979, du 3 au 9 septembre, illustrant les caractéristiques d'un courant intrusif passant du premier au second mode.

Un événement des plus intéressants s'est produit du 4 au 8 septembre au large de la péninsule de Borden. Pendant une semaine ou plus avant cette période, le courant intrusif avait été du second mode, les courants tournant vers l'est en approchant de la péninsule de Borden. Le 4 septembre, l'un des dériveurs (1958) a tourné vers l'ouest et non vers l'est. Pendant les deux jours suivants, les autres dériveurs (1953 et 1972) ont suivi la même direction vers l'ouest alors que deux autres (1960 et 1973) ont tourné vers l'est (Figure 5.2.3-10). Les dériveurs qui s'étaient déplacés vers l'ouest ont alors tourné vers le nord et continué à tourner en décrivant une boucle anticyclonique. Parce qu'un dériveur (1972) est tombé en panne en tournant vers le nord, deux boucles seulement ont été décrites, l'une (1958) s'allongeant vers le nord et mesurant 50 x 20 km, alors que l'autre était plus circulaire et avait un diamètre de 25 km. Après avoir terminé les boucles, les deux dériveurs se sont dirigés vers le sud, vers le goulet de Navy Board; l'un est entré dans le goulet et l'autre s'est déplacé vers l'est le long de la côte de l'île Bylot. Sous l'action de cette circulation anticyclonique vers l'ouest du courant intrusif, les courants ont tourné de façon à s'aligner dans la direction est au milieu du détroit (stations H et J). En même temps, à la station I au large de la péninsule de Borden, les courants ont changé brusquement de direction du sud vers l'ouest et sont devenus plus forts. Le 8 septembre, le courant intrusif était revenu au premier mode, comme l'indique les trajectoires du dériveur 1968. Ce mode de déplacement a vraisemblablement été conservé pendant les neuf jours suivants (Figure 5.2.3-9 a)). Ainsi, l'action du déplacement vers l'ouest, au large de la péninsule Borden, du courant intrusif du second mode semble avoir été reliée à la formation d'un tourbillon anticyclonique qui, à son tour, a coïncidé avec une modification du courant intrusif qui est passé du second mode au premier mode. Cette série d'événements n'était pas inattendue, parce que les trajectoires des dériveurs qui tournaient vers l'ouest ont croisé leur trajectoires précédentes deux ou trois jours plus tard et se sont orientés vers l'est et non vers le sud-ouest. Ce type de circulation du courant doit être de nature transitoire.

Immédiatement à l'ouest du courant faisant intrusion, les courants comportaient de petites échelles spatiales de 20 km et, d'après les données du dériveur 1979 et du courantomètre, variaient significativement selon la période. En deux occasions, des tourbillons anticycloniques ont été observés au large de la péninsule de Borden (Figure 5.2.3-11 a)). Le fait que des caractéristiques semblables de la circulation ont été observées certaines autres années (1960, 1961) dans les cartes des hauteurs dynamiques de la surface (section 5.8) accorde plus de crédibilité à l'existence et la persistence de ces tourbillons anticycloniques. A d'autres époques toutefois (26-28 septembre; 4-5 octobre 1979), des mouvements vers l'est ont été observés le long de la péninsule de Borden à 15 km de la côte (Figure 5.2.3-11 b)). Ces mouvements ne correspondent pas à la présence du tourbillon anticyclonique, qui provoquerait des courants se dirigeant vers l'ouest le long de la

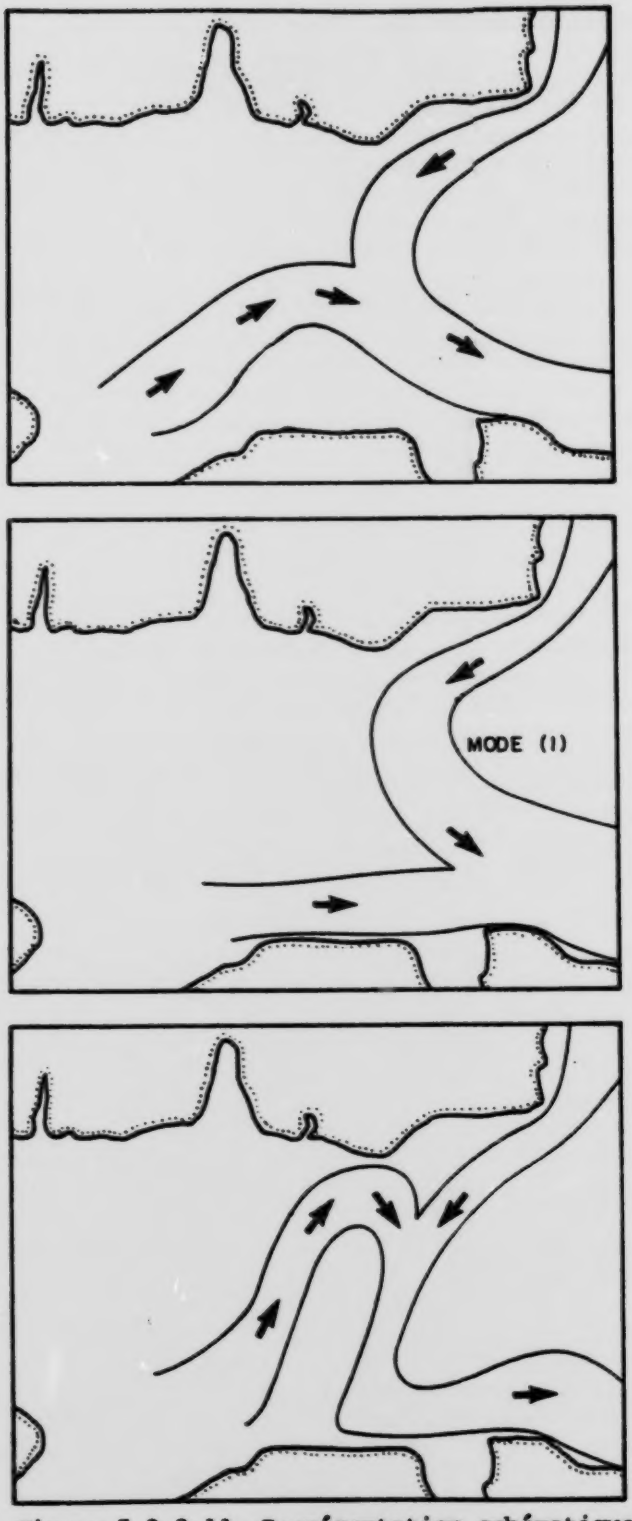


Figure 5.2.3-11 Représentation schématique des configurations répétées de circulation dans l'est du détroit de Lancaster.

région côtière de la péninsule de Borden. Cependant, une autre caractéristique de la circulation était une large boucle dans le mouvement vers l'est de l'eau du détroit de Lancaster qui se déplaçait vers le nord en travers du milieu de ce détroit, à 20 - 40 km à l'ouest du courant intrusif (Figure 5.2.3-11 c)). Les deux fois que cette caractéristique a été observée, le courant intrusif était du premier mode. Ces modes de circulation, comme le montre la Figure 5.2.3-11, représentent trois caractéristiques possibles de débit à la jonction entre l'efflux du détroit de Lancaster qui se déplace vers l'est et le courant intrusif. Cette liste n'est aucunement complète, d'autres caractéristiques étant possibles. La fréquence de l'apparition de chaque type de déplacement est également inconnue. Seules des études complémentaires sur place, notamment une série de mesures plus détaillées dans la région au large de la péninsule de Borden, fourniront une description plus exacte de cette région océanique complexe.

Variations temporelles

En plus des variations spatiales décrites ci-dessus, le courant intrusif dans l'est du détroit de Lancaster est également caractérisé par des variations temporelles. D'après les données de 1978 et de 1979 et les données historiques, ce courant semble constituer une composante permanente de la circulation des eaux en été et au début de l'automne. Toutes les données recueillies pour cette étude coïncident avec un courant faisant intrusion dans l'est du détroit de Lancaster et en sortant. A l'exception des données de l'été 1954, les données historiques renforcent cette hypothèse (section 5.8). Les données de l'année exceptionnelle, 1954, ne sont pas entièrement incompatible avec un courant intrusif, mais leur composante spatiale devrait être un peu modifiée (voir section 5.8, étude complémentaire).

Même si le courant intrusif constitue une composante permanente de la circulation, ses propriétés peuvent néanmoins varier dans le temps. Dans la partie précédente de la présente section, deux caractéristiques spatiales différentes du courant intrusif ont été identifiées à partir des données de l'été 1979. Dans le Tableau 5.2.3-3, nous résumons le mode du courant intrusif pendant les périodes au cours desquelles les données observées sont suffisantes pour distinguer les deux modes. Il existe de nombreuses périodes pendant lesquelles les données ne sont pas suffisantes pour déterminer le mode du courant intrusif ou s'il avait changé de mode. Toutefois, une étude des types de mode au cours des périodes pendant lesquelles ils pouvaient être distingués (Figure 5.2.3-12) indique que la durée de l'un de ces modes pouvait n'être que de deux jours. La limite supérieure de persistance basée sur les données de l'été 1979 pourrait atteindre jusqu'à 40 jours d'après la période 23 juillet - 30 août, au cours de laquelle seules des caractéristiques du premier mode ont été observées; des caractéristiques du second mode pourraient naturellement s'être produites au cours de plusieurs interruptions qui se sont produites pendant cette période d'observations.

Tableau 5.2.3-3

Liste des modes du courant intrusif pour différentes périodes de l'été 1979. Les deux modes sont définis dans le texte et illustrés dans la Figure 5.2.3-1.

Période	Mode	Source des donnnées
Juillet 18-22	(2)	CTD - Figure 5.2.3-4 a)
Août 1-2	(1)	CTD - Figure 5.2.3-4(b)
Août 15-16	(1)	CM et les dériveurs - Figure 5.2.3-8 a)
Août 18-19	(1)	CM et les dériveurs
Août 25-26	(1)	CM et les dériveurs - Figure 5.2.3-8 b)
Août 31-septembre 4	(2)	CM et les dériveurs - Figure 5.2.3-9 b) CTD - Figure 5.2.3-4 c)
Septembre 5-7 b)	(2)	CM et les dériveurs - Figure 5.2.3-10
Septembre 7-10 c)	(1)	CM et les dériveurs - Figure 5.2.3-10
Septembre 20-22	(2)	CM et les dériveurs - Figure 5.2.3-9 c) CTD - Figure 5.2.3-4(d)
Septembre 24-27	(1)	Les dériveurs - Figure 5.2.3-8 c)

Certaines estimations de la persistance du courant intrusif peuvent être faites à partir d'une série de données courantométriques chronologiques. Il est possible que l'ensemble de données le plus utile pour les faire soit celui de Fissel et Wilton (1978). D'après les données des courantomètres supérieurs des points d'ancrage 77-1 et 77-3 situées au milieu du détroit de Lancaster au cours de l'été de 1977 (Figure 5.2.3-7 a)), de forts débits comportant une composante vers le sud étaient mesurés alternativement à chacun des emplacements. Ces emplacements coïncidaient avec ceux des points d'ancarge situés dans chacune des branches des deux modes de courant intrusif; ainsi, à mesure que le débit augmentait à l'un des emplacements, le débit à l'autre diminuait à cause du décalage de la position du courant intrusif. Après filtrage passe-bas pour éliminer les fréquences diurnes et les fréquences plus élevées, les données des courantomètres supérieurs des stations 77-1 et 77-3 sont affichées dans la Figure 5.2.3-13. Après leur installation, de forts courants vers le sud-ouest ont été mesurés à la station 77-3 (mode 2) pendant 16 jours, suivis de courants orientés vers le sud à la station 77-1 (mode 1) pendant 19 jours, après quoi les courants orientés vers le sud-ouest recommençaient à 77-3 pendant 7 jours, suivis de courants orientés vers le sud-est à 77-1 pendant 5 jours, puis de courant variant du sud-ouest au sud-est à 77-3 pendant 10 jours. D'après ces

courants, la durée de chaque mode apparent est comprise en 5 et 19 jours environ, la valeur médiane étant de 10 jours. Ces estimations de la durée des modes de circulation du courant intrusif sont comprises dans les limites indiquées par la Figure 5.2.3-12, qui sont de deux et de 40 jours.

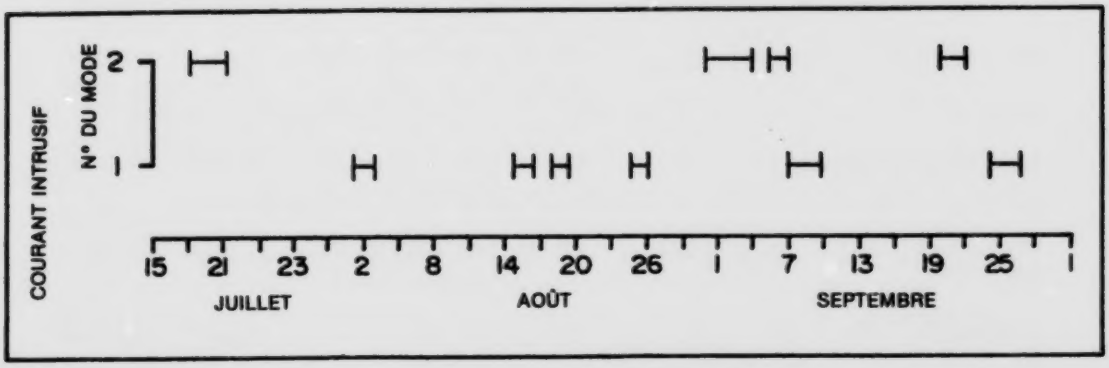


Figure 5.2.3-12 Mode de configuration du courant intrusif en 1979 selon les données d'observation

Les variations temporelles des courants de la région du courant intrusif peuvent être étudiées de façon plus approfondie en calculant les spectres des séries temporelles de données du courantomètre supérieur. A l'aide d'un algorithme de transformation rapide de Fourier (Singleton, 1969), les valeurs spectrales brutes et les moyennes pour certaines bandes de fréquences ont été calculées avec 10 degrés de liberté pour augmenter la fiabilité statistique. Les spectres sont montrés sur la Figure 5.3.2-14 pour des fréquences jusqu'à 0,9 cycle par jour (les plus fortes variations tidales et oscillations par inertie sont étudiées dans les sections 5.4 et 5.5). Pour les points d'ancage 77-1, 77-3, H, I et J, tous situés dans la partie du courant intrusif qui traverse le détroit de Lancaster ou dans les parties immédiatement adjacentes, les spectres sont caractérisés par une variance qui augmente à mesure que la fréquence diminue. A toutes les stations, 57% ou plus de la variance entre 0,01 et 0,9 cycle/jour, se trouve dans les plus basses fréquences lissées de liaison de la bande spectrale comprises entre 0,01 et 0,11 cycle/jour, centrées sur 0,06 cycle/jour (de périodicité comprise entre 9 et 100 jours centrées sur 17 jours). D'après les déplacement de la position du courant intrusif et les caractéristiques connexes de la circulation au large de la péninsule de Borden étudiées précédemment, une grande partie des variations de cette fréquence proviennent de ces modifications des caractéristiques spatiales. Par

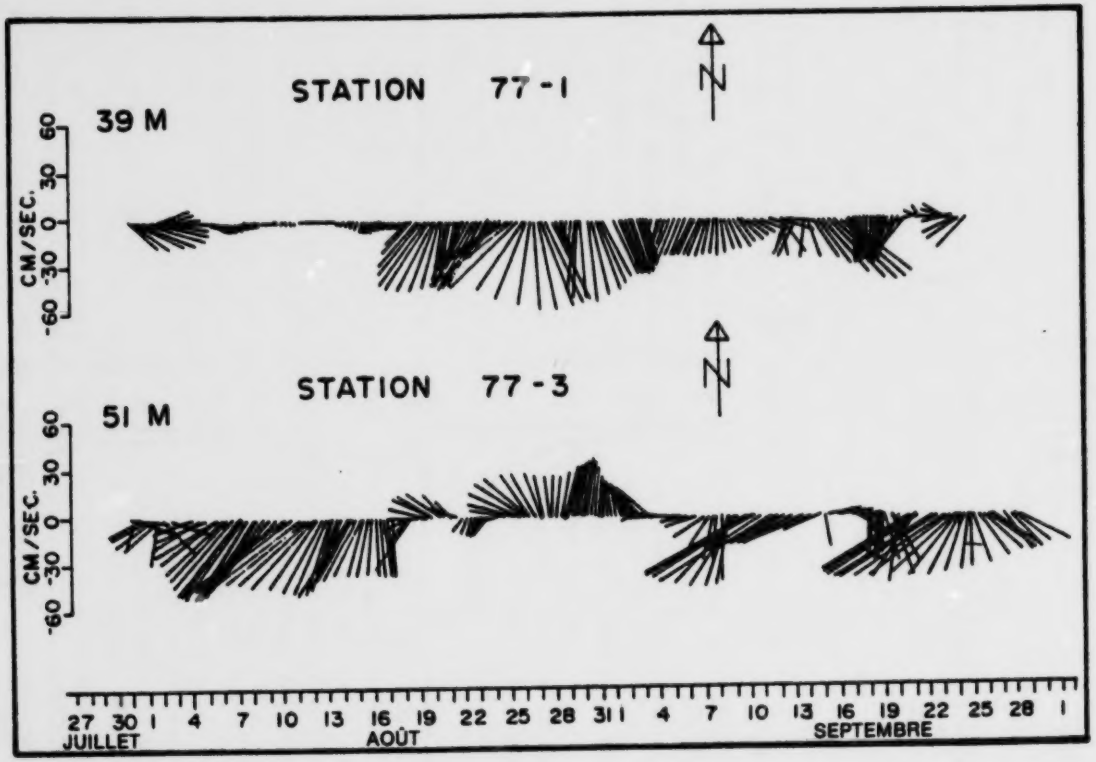


Figure 5.2.3-13 Courants traités par filtrage passe-bas, mesurés aux stations 77-1 et 77-3 par le courantomètres supérieurs.

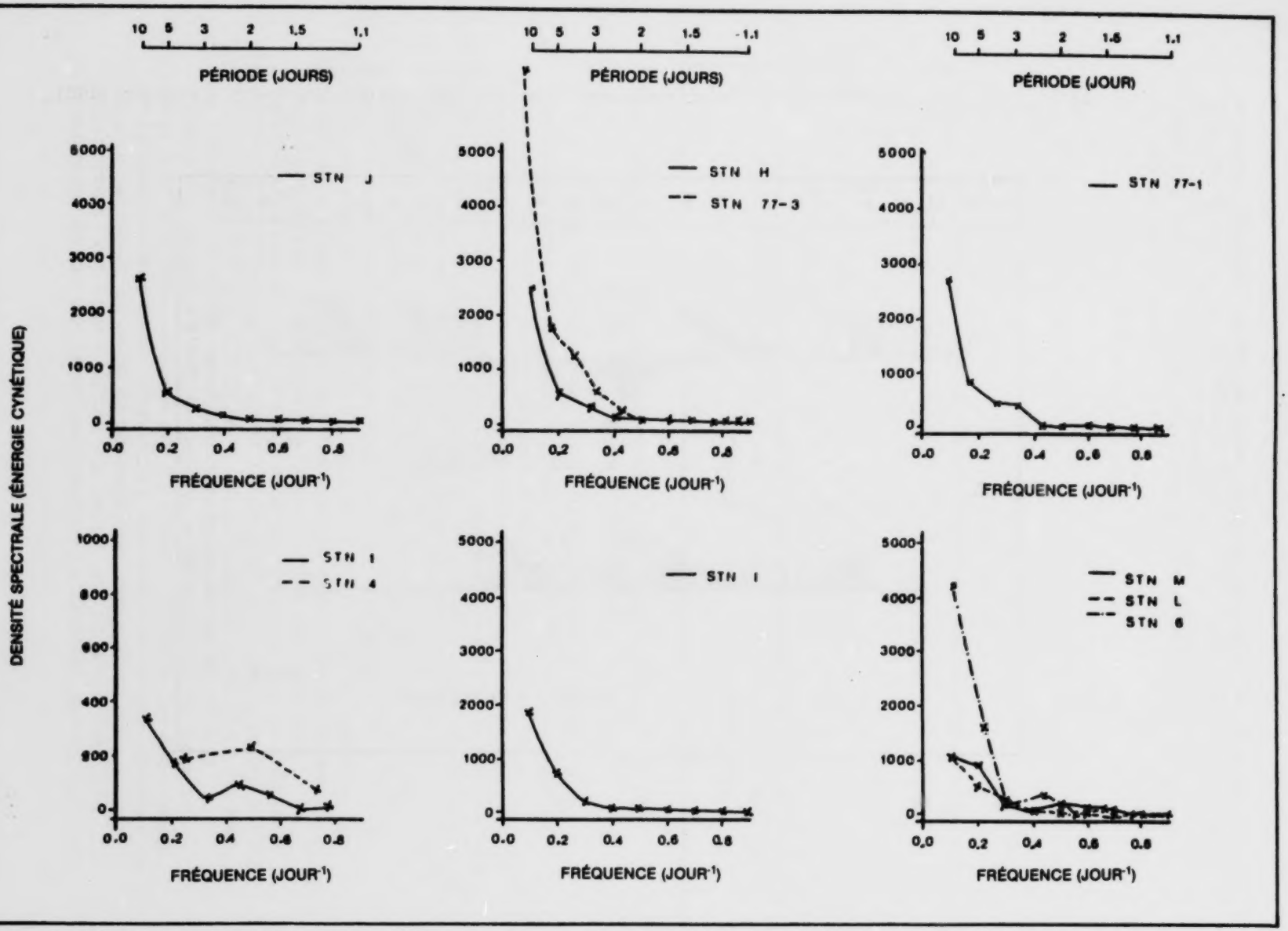


Figure 5.2.3-14 Portion des basses fréquences des spectres automatiques obtenus pour la série chronologique des données des courantomètres supérieurs, à des emplacements de l'est du détroit de Lancaster. Chaque bande spectrale compte 10 degrés de liberté.

exemple, une variation sinusoïdale d'une amplitude de 50 cm/s de pic à pic, correspondant à la variation prévue du centre du courant intrusif,à la profondeur du courantomètre supérieur, donnerait une densité spectrale de 3 125 $(cm/s)^2$, qui se compare favorablement avec les niveaux des plus faibles au milieu du détroit de Lancaster en 1979.

Les spectres des courantomètres enregistreurs situés dans la partie aval du courant intrusif (Stations 1 et 4) sont caractérisés par des niveaux beaucoup plus faibles et une activité relativement plus faible aux fréquences plus basses. Les niveaux spectraux brusquement divisés par un facteur 10 par rapport aux niveaux observés au milieu du détroit reflètent les débits beaucoup plus stables de cette partie du courant intrusif. Les données des vouées dérivantes n'indiquent pas d'importants déplacements spatiaux de l'ensemble du courant dans cette région; au contraire, le courant semble être concentré dans une bande relativement étroite dont la variabilité directionnelle est très petite. Les variations de ce courant, portant surtout sur la vitesse, semblent se produire sur une plage plus large de périodes généralement plus petites.

Les spectres des courantomètres supérieurs aux stations L et M, situées au large du nord-ouest de l'Île Bylot dans les forts courants de sortie du détroit de Lancaster, sont intermédiaires entre ceux des stations situées au milieu du détroit et ceux des parties de l'influx du courant intrusif. Les niveaux spectraux sont plus grands que ceux des courants d'influx mais des niveaux spectraux appréciables se produisent sur des périodes aussi courtes que deux jours. Toutefois, les courants mesurés à la station 6 en 1978 diffètent de façon marquée des courants mesurés à la station voisine M en 1979. Séparées par 5,5 km seulement, le niveau spectral de la bande des fréquences les plus basses à la station 6 est quatre fois plus élevé que celui de la station M; alors que 63% de la variance des fréquences faibles sont contenus dans la bande la plus basse à la station 6, pour la station M cette proportion n'est que de 36%. Ces différences pourraient provenir d'une modification entre les étés de 1978 et de 1979; toutefois, les vitesses moyennes et le vecteur des vitesses moyennes concordent à 10% près. Une autre explication possible est qu'en ces deux emplacements la variabilité diffère de façon significative, ce qui n'est pas inconcevable parce qu'ils sont situés à une distance plus petite du rivage que celle qui les sépare. De plus, la station M est située au large des falaises abruptes du nord-ouest de l'Île Bylot alors que la station 6 est située en amont, après la baie qui sépare les falaises du cap Hay. Etant donné ces différences, il est possible que des conditions locales modifient la variabilité du courant entre les deux emplacements Seuls des mesurages simultanés faits aux deux emplacements sur une période prolongée (50-60 jours) permettraient de résoudre cette question.

Largeur du courant intrusif

La largeur instantanée du courant intrusif pourrait être considérablement inférieure à celle qu'indique la Figure 5.2.3-7. D'après les déplacements des dériveurs de 1979, la largeur de la zone des trajectoires de ces dériveurs pour chaque mode de courant intrusif est d'environ 10 km du côté nord du détroit; elle est comprise entre 10 et 25 km au milieu de celui-ci et augmente jusqu'à 40 km à la sortie du détroit. Toutefois, des mesurages directs des largeurs intantanées ne sont possibles qu'en effectuant une grande quantité de mesurages.

Les trajectoires simultanées (observées le même jour) des dériveurs indiquées à la Figure 5.2.3-4 indiquent que la largeur instantanée du courant intrusif pourrait être inférieure à celle des trajectoires composites de tous les dériveurs observés au cours de l'été de 1979. Pour les trois périodes de données, l'intervalle qui sépare les trajectoires mesure 7 km ou moins dans les parties du courant qui entrent et traversent le détroit; cet intervalle est un peu plus grand et atteint 10 km dans la région située à la sortie du détroit. Ces données ne définissent naturellement pas la largeur entière instantanée du courant; néanmoins, le fait que les trajectoires simultanées se suivent l'une et l'autre de si près par rapport à la plage entière des trajectoires observées au cours de la saison semble indiquer que cette largeur instantanée pourrait être considérablememt plus petite.

D'après les données courantométriques de 1977 (Fissel et Wilton, 1978), étudiées ci-dessus, au milieu du détroit, la largeur du courant intrusif est plus petite que la distance de 32 km qui sépare les stations. La plage des coupes des trajectoires des dériveurs de 1979 (Figure 5.2.3-2) fournit une valeur semblable pour la largeur de la partie supérieure du courant réel. Les caractéristiques de la circulation dérivée des données CTD n'ont qu'une valeur limitée pour définir la largeur du courant parce que l'intervalle qui sépare les stations est approximativement de 32 km. Dans trois des quatre cas de données CTD 1979, le courant intrusif était centré sur la station 6D, comme le définissent les différences des anomalies de hauteur dynamiques aux stations 6 et 6E, séparées de 45 km. Le courant proprement dit pourrait avoir été considérablement plus étroit, mais cette condition ne pouvait être décelée étant donné l'espacement des stations. Au cours d'une période d'observation comprise entre les 18 et 22 juillet, le courant intrusif était concentré entre les paires de stations 6C et 6D séparées de 23 km et 6C et 5E, séparées de 14 km. Pour cette période d'observation, la largeur instantanée du courant intrusif était de 14 km ou moins.

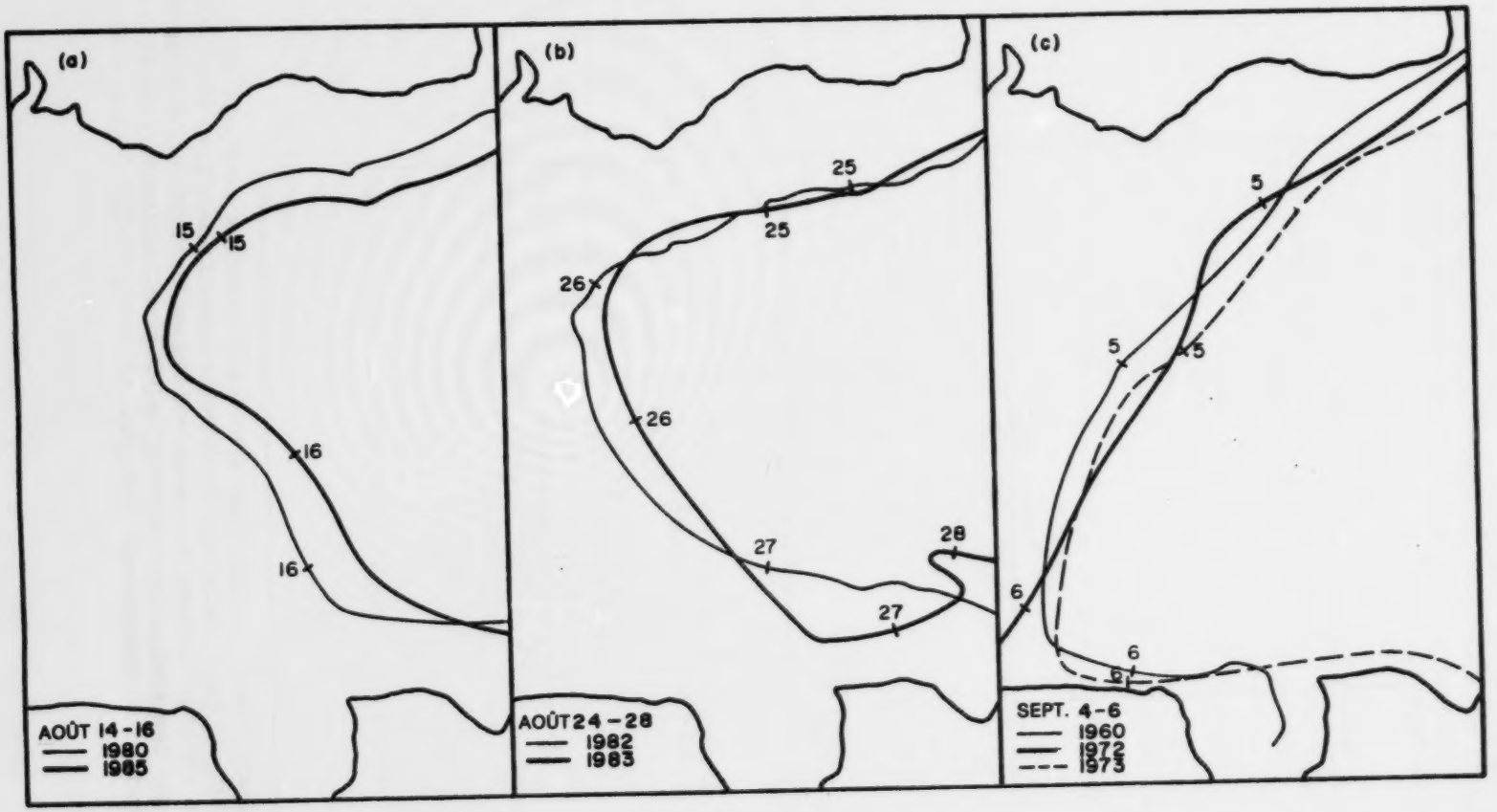


Figure 5.2.3-15 Trajectoires simultanées des dériveurs de 1979.

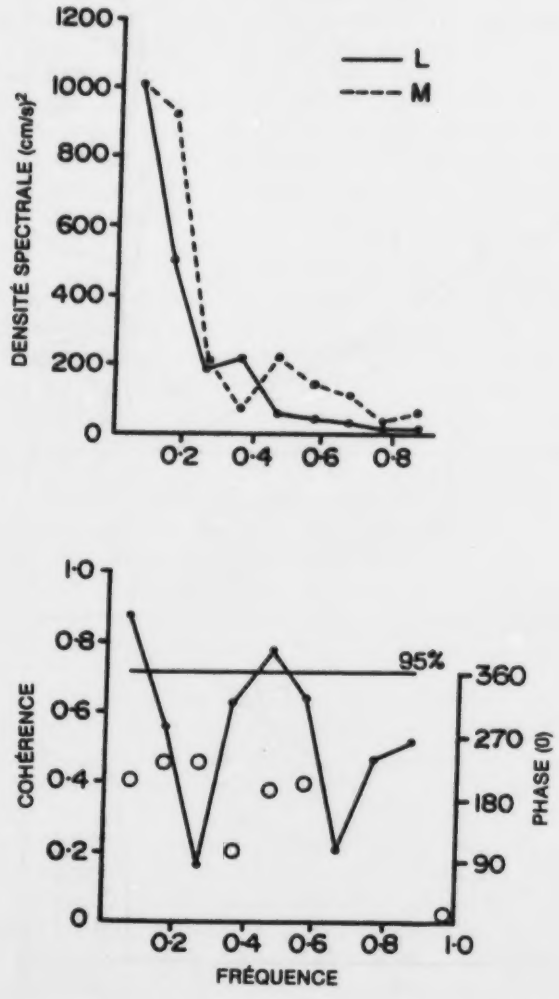


Figure 5.2.3-16 Valeurs des spectres et des spectres combinés des courantomètres supérieurs aux stations L et M situées au large du nord-ouest de l'île Bylot. Le niveau significatif de 95% pour les valeurs de la cohérence est indiqué.

Deux points d'ancrage de courantomètre, M et L, étaient situés respectivement à 4 et 15 km de la côte dans la partie de l'efflux du détroit de Lancaster, au large du nord-ouest de l'île Bylot. A ces deux emplacements, les courants étaient presque toujours dirigés vers l'est-sud-est. Dans la bande des basses fréquences, les courants sont corrélés négativement avec une cohérence significative au niveau de 95% et une différence de phase de 200 degrés (Figure 5.2.3-16). Dans d'autres bandes de fréquences relativement énergétiques, les niveaux de cohérence ne sont pas significatifs, de sorte que la signification de la corrélation combinée générale est marginale. Une corrélation si limitée sur une distance de 11 km seulement indique qu'alors qu'un courant sortant passe simultanément aux deux emplacements, les variations temporelles ne sont pas simplement reliées. Une explication possible de la faiblesse de cette corrélation est qu'elle pourrait indiquer une plus grande complexité des courants sortants due à la jonction du courant intrusif avec un efflux à l'ouest du détroit de Lancaster.

Les modes de circulation dérivés des données CTD indiquent que l'efflux est concentré du côté opposé au rivage à la station 4C, située à 23 km au large du nord-ouest de l'île Bylot. En une occasion du 29 au 30 juillet, l'efflux semble être concentré du côté du rivage de la station 4A située à 8 km de la côte, avec de faibles débits de l'autre côté. D'après l'ensemble suivant des données CTD enregistrées le 2 septembre, le centre des efflux semble être situé entre les stations 4A et 4B, séparées par 12 km; toutefois, nous ne pouvons négliger les importants courants de sortie orientés vers l'est à cette époque, entre 4A et la côte.

En résumé, d'après les données des bouées dérivantes la largeur instantanée du courant intrusif semble être de 10 km ou moins pour la portion influx. Au milieu du détroit, une limite supérieure d'à peine 15 km était observée malgré qu'à d'autres époques nous ne puissions limiter cette largeur à moins de 30 km. La partie efflux du courant est peut-être plus compliquée. Des efflux simultanés sur des distances atteignant jusqu'à 23 km au large ont été observés d'après les données CTD, avec des mouvements vers le large des dériveurs jusqu'à 33 km de la côte; on a observé peu de corrélations pour les variations de flux sur de courtes distances d'environ 11 km. Ainsi, la largeur du courant intrusif peut varier à mesure qu'il se déplace à travers le détroit de Lancaster, avec une tendance à l'augmentation, particulièrement dans sa portion efflux.

Profondeur du courant intrusif

Le courant intrusif présente une plage considérable de profondeurs comprenant toute la couche d'eau arctique et la partie supérieure de la couche d'eau atlantique. Le profil vertical des courants moyens le long de la direction moyenne du flot est montré dans la Figure 5.2.3-17 pour les influx et les efflux du courant

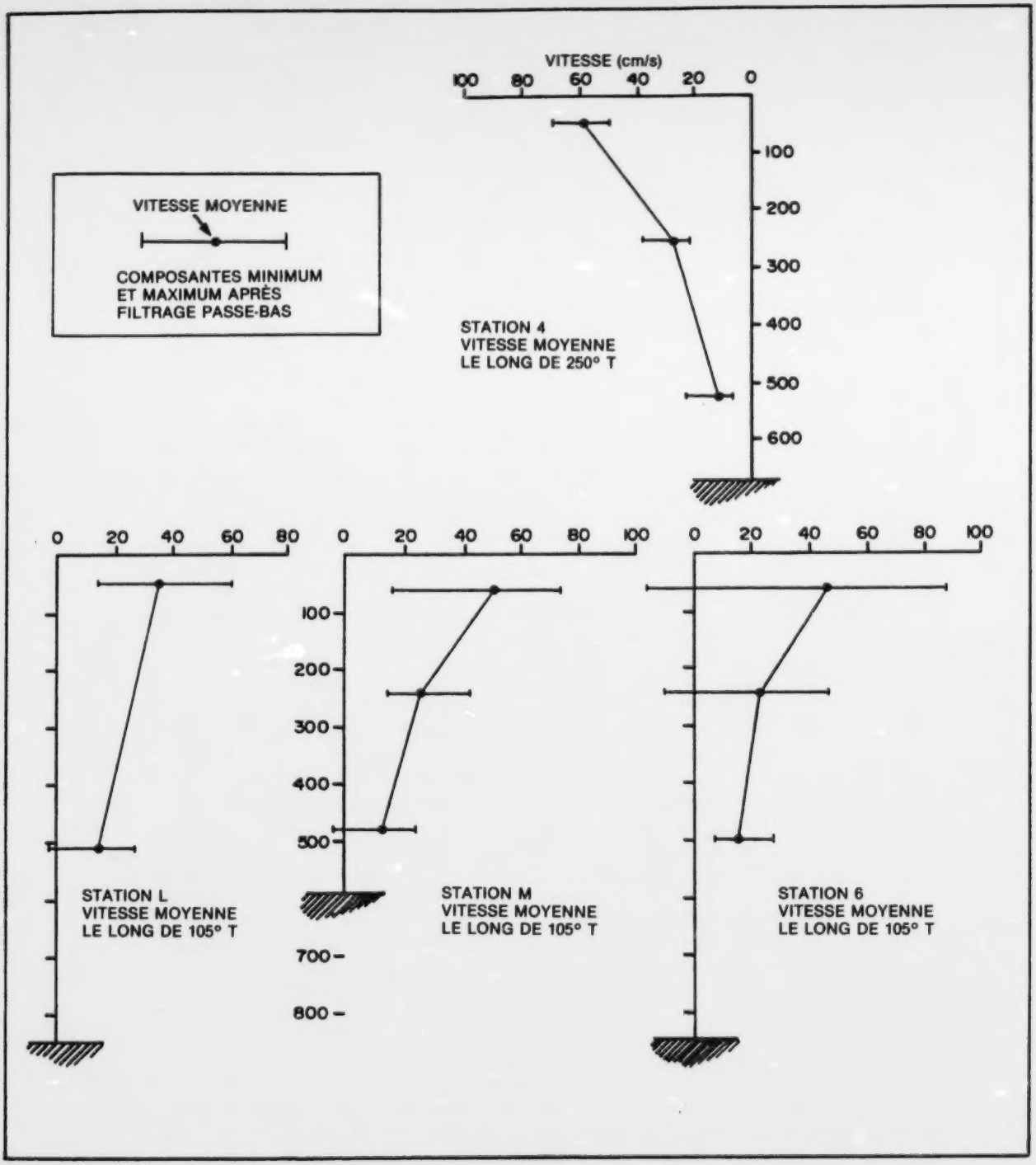


Figure 5.2.3-17 Profils verticaux moyens des courants intrusifs mesurés aux points d'ancrage 4, 6, L et M. Les lignes horizontales représentent les valeurs extrêmes des courants après qu'un filtre passe-bas ait été appliqué pour éliminer les variations des fréquences journalières et plus élevées.

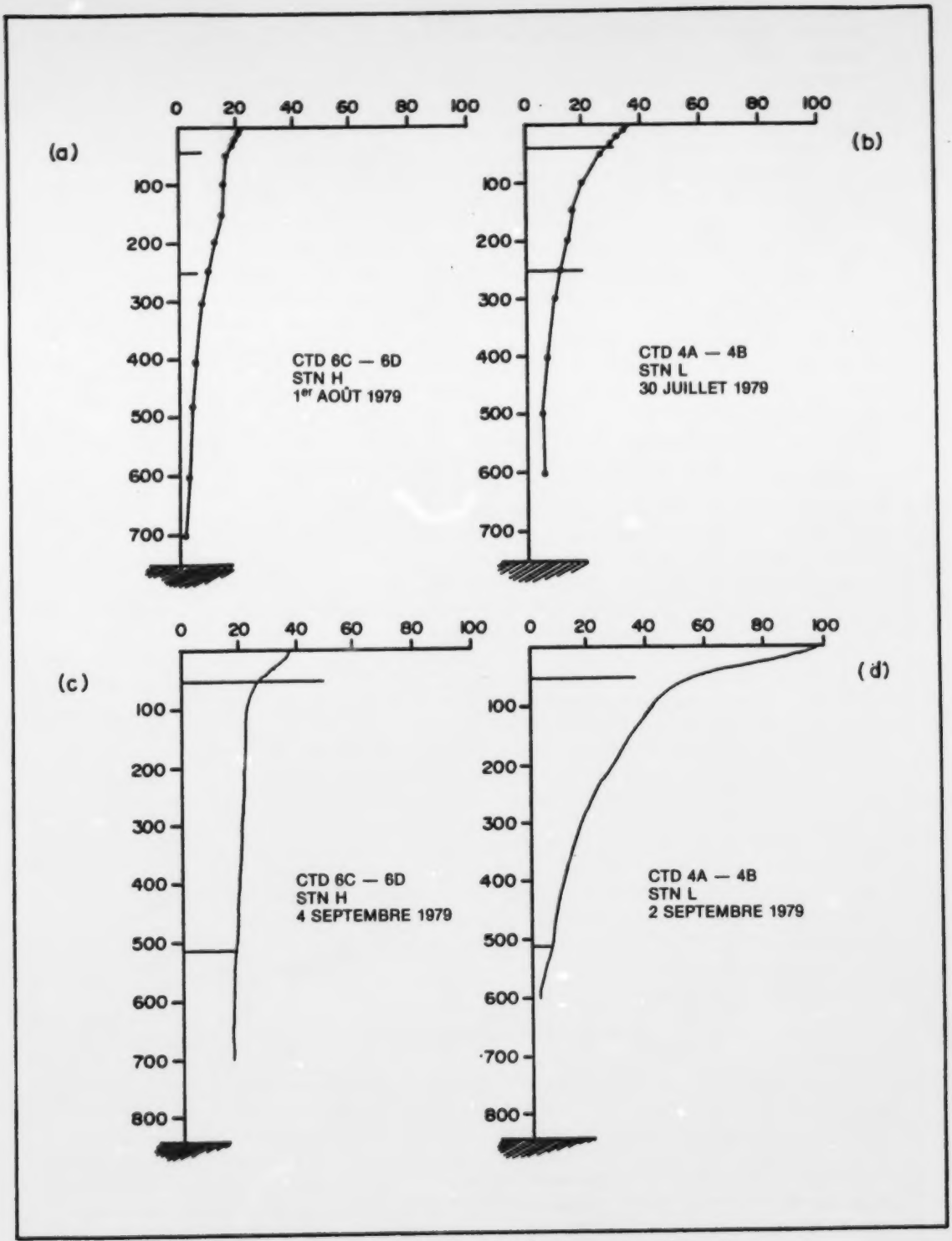


Figure 5.2.3-18 Cisaillement dû aux différences de vitesse géostrophique, calculé à partir des données CTD normalisées, mesurages courantométriques simultanés directs à 500 m de profondeur.

intrusif. Parce que le courant intrusif semblait être présent pendant toute la durée des observations, il est prévu que le profil moyen vertical des données courantométriques est représentatif du courant intrusif lui-même. Pour les estimations de la plage des courants associés au courant principal, un filtre numérique passe-bas a été appliqué aux séries de données temporelles pour éliminer les fréquences diurnes et les fréquences les plus élevées; les composantes minimum et maximum du courant le long de l'axe principal sont montrées dans la Figure 5.2.3-17. Les profils verticaux montrent clairement que le courant intrusif s'étend jusqu'à des profondeurs de 500 m pendant toute la période d'observations aux stations 4 et 6 et la plupart du temps aux stations L et M. Il est prévu qu'à ces profondeurs le cisaillement dû aux différences de vitesse est petit parce que la stratification mesurée à des profondeurs supérieures à 500 m est faible. Ces données, ainsi que les vitesses moyennes assez grandes mesurées à 500 m de profondeur et comprises entre 12 et 16 cm/s, indiquent que le courant intrusif s'étend souvent jusqu'au fond de l'est du détroit de Lancaster, où les profondeurs mesurées ne dépassent pas 800 m. Un cas de ce type est montré dans la Figure 5.2.3-18 c) à la station L, où le courant à 500 m parcourait 18 cm/s. Les profils des courants géostrophiques calculés d'après les données CTD obtenues le 30 juillet aux stations 4A et 4B indiquent que le cisaillement est inférieur à 1 cm/s par 100 m sur des profondeurs comprises entre 500 et 700 m. Ainsi, on peut s'attendre à ce que le courant s'étende jusqu'au fond, dont la profondeur est comprise entre 700 et 840 m dans cette région.

Dans la partie du courant intrusif passant au milieu du détroit, les vitesses moyennes calculées d'après les données courantométriques ne sont pas aussi représentatives du profil moyen de ce courant parce que celui-ci est erratique. Toutefois, le courant intrusif apparaît clairement dans les données courantométriques aux profondeurs nominales de 35,250 et 500 m à la station H (voir Figure 5.2.3-19), à la fois dans le fort courant orienté vers le sud mesuré à chaque profondeur et dans les corrélations verticales des variations de ce courant. A cet emplacement, le courant intrusif peut s'étendre jusqu'au fond, comme le montre le cisaillement géostrophique combiné et les données courantométriques du 4 septembre 1979 (Figure 5.2.3-18 b)).

Structures frontales

Les données CTD mesurées le long de coupes verticales à travers le fort courant intrusif indiquent de forts gradients horizontaux de densité (Figure 5.2.3-20). Les couches isopycnes ascendantes associées au courant intrusif indiquent un équilibre géostrophique approximatif entre le gradient de pression interne et la force de Coriolis. L'une des conséquences de ces importants gradients horizontaux, souvent appelés fronts, est que le gradient des densités verticales locales est diminué par comparaison avec les gradients mesurés de chaque côté de ce front. La stratification diminuée de la colonne d'eau permet de plus grands mouvements verticaux que dans les régions voisines.

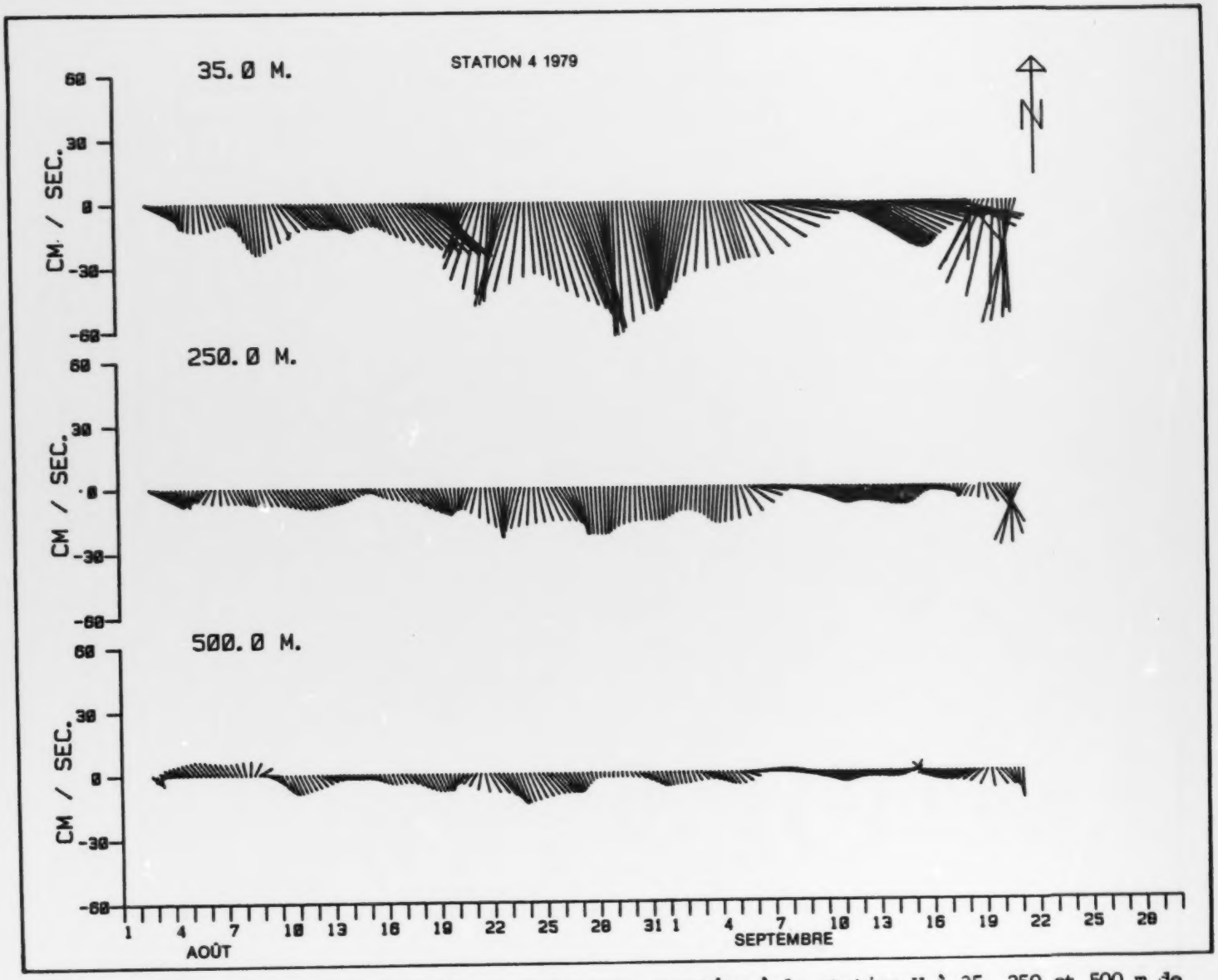


Figure 5.2.3-19 Vitesses après filtrage passe-bas, mesurées à la station H à 35, 250 et 500 m de profondeur.

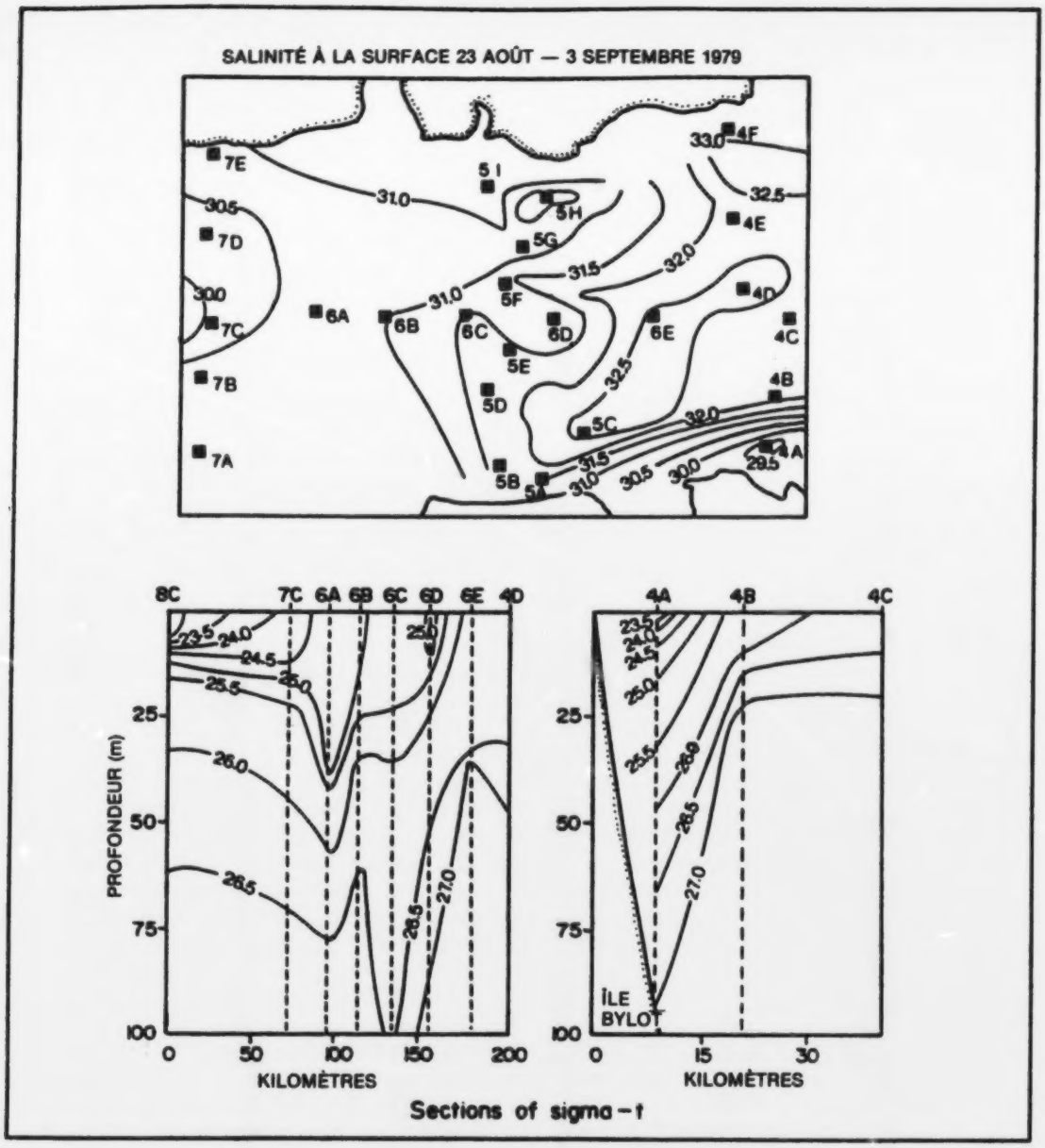


Figure 5.2.3-20 Formation de structures frontales dans le courant intrusif, d'après les données CTD accumulées du 23 août au 3 septembre 1979.

Certaines structures frontales ont été associées à des régions de grande productivité biologique. Par exemple, les maxima des variables biologiques (Fournier et al., 1977) ont été identifiés aux fronts océaniques sur le plateau continental Scotian (Horne, 1978); on croit que les plus importants transports verticaux de matières nutritives le long des fronts sont la cause de l'augmentation de l'activité biologique. Des transports ascendants semblables peuvent se produire le long des fronts associés au courant intrusif dans l'est du détroit de Lancaster. Ce mouvement apporterait des matières nutritives à la zone supérieure biologiquement active et il est possible qu'il contribue à l'abondance bien connue de la vie aquatique dans cette région.

Résumé

A l'est du détroit de Lancaster, la circulation des eaux est dominée par un influx venant de l'est de l'île Devon et faisant intrusion dans ce détroit de son côté nord, le traversant vers le sud à des distances comprises entre 35 et 75 km de sa limite est et en sortant le long de la côte nord-ouest de l'île Bylot, avec un petit efflux orienté vers le sud entrant dans le goulet de Navy Board et en sortant. Les vitesses associées avec le courant intrusif sont généralement grandes près de la surface et diminuent à mesure que la profondeur augmente: près de la surface (4 à 11 m), les vitesses sont ordinairement de 75 cm/s; elles diminuent jusqu'à 50 cm/s à 40 m de profondeur, 25 cm/s à 250 m de profondeur et 14 cm/s à 500 m de profondeur. Ce courant s'étend souvent jusqu'au fond de l'est du détroit de Lancaster, qui a moins de 800 m de profondeur.

Le courant intrusif constitue une caractéristique permanente de la circulation estivale des eaux dans l'est du détroit de Lancaster: il était présent à tout moment lorsqu'une quantité suffisante de mesurages permettaient de le déterminer dans les ensembles de données accumulées en 1978 et 1979 pour les fins de la présente étude. Une étude des données océanographiques historiques de la région montre que sa présence concordait avec les caractéristiques dérivées de la circulation (section 5.8) pendant huit des neuf années pour lesquelles on dispose de suffisamment de données.

Certaines variations spatiales et temporelles importantes se produisent dans le courant intrusif. D'après l'ensemble des données détaillées de 1979, on a constaté que ce courant traversait le détroit en adoptant l'un de deux modes spatiaux différents caractérisés soit par un mouvement vers le sud-est en direction du nord-ouest de l'île Bylot, soit par un mouvement vers le sud-sud-ouest orienté vers la péninsule de Borden. Certaines données à l'appui de cette variation ont été trouvées dans les données estivales de Fissel et Wilton (1978). L'orientation du courant intrusif alterne ordinairement entre ces deux modes et persiste ordinairement pendant plusieurs jours dans chacun d'entre eux.

Au large de la péninsule de Borden, le courant est caractérisé par des caractéristiques complexes de circulation qui résultent apparemment de la jonction du courant intrusif avec l'efflux de l'eau arctique traversant le détroit de Lancaster à partir de l'ouest. En raison de l'insuffisance des observations détaillées dans cette région, il n'a pas été possible de donner une description complète de la circulation des eaux à cet endroit. Toutefois, les phénomènes observés comprenaient un courant orienté vers l'est au milieu du détroit accompagné par un tourbillon anticyclonique au large de la péninsule de Borden, un courant orienté vers l'est le long de la côte de la péninsule de Borden et une boucle anticyclonique s'étendant de l'extrémité nord-ouest de la péninsule de Borden dans la moitié nord du détroit de Lancaster (Figure 5.2.3-11).

La largeur du courant intrusif semble augmenter à mesure qu'il traverse le détroit. Dans la partie nord, sa largeur instantanée peut parfois être inférieure à 10 km mais, à mesure qu'il traverse le détroit, la limite supérieure de la largeur du courant augmente jusqu'à 15 - 30 km. A sa sortie du détroit au large de l'île Bylot, il peut cependant être plus large à cause, sans doute, de l'influence combinée du courant intrusif et du courant provenant de l'ouest du détroit de Lancaster.

A des emplacements fixes dans l'est du détroit de Lancaster, les variations temporelles sont dominées par les composantes du courant principal. Au large du sud de l'île Devon, la direction des courants intrusifs est uniforme, avec des variations de vitesse relativement petites. Au milieu du détroit, les variations du courant sont dominées par de longues périodes (10 - 30 jours) correspondant aux modes altenatifs qu'il adopte pour circuler. Dans l'efflux du détroit de Lancaster au large de l'île Bylot, les variations temporelles sont relativement importantes et semblent varier de façon significative sur des distances relativement courtes de 10 km.

Certains fronts océaniques observés dans des coupes de propriétés de l'eau sont associés aux courants intrusifs. Ces fronts, indiquant les forts gradients horizontaux de densité qui équilibrent approximativement la force de Coriolis due au courant intrusif, persistent tout l'été, exactement comme le courant intrusif. Ils provoquent des mouvements verticaux accentués dus à la diminution de la stratification. Le long de ces fronts, des mouvements ascendants plus importants de matières nutritives peuvent se produire et augmenter la productivité biologique des eaux.

5.2.4 Zone désordonnée centrale

La zone désordonnée centrale occupe le centre de l'entrée du détroit de Lancaster. Elle est bornée au nord, au sud et à l'ouest par le courant intrusif. A l'est, les limites sont définies par le champ d'observation de l'étude; l'exposé se limitera au secteur à l'ouest de 73° longitude.

Circulation superficielle - été 1979

Les données les plus complètes sur la circulation superficielle dans ce secteur pendant l'été ont été fournies en 1979 par des dériveurs à drague. Dix de ceux qui ont été mis à l'eau en 1979 sont restés quelque temps dans la zone centrale. La Figure 5.2.4-1 reproduit un relevé des vitesses vectorielles moyennes de tous les dériveurs qui ont parcouru cette zone pendant l'été de 1979. Les chiffres représentent le nombre de vitesses qui concourent à la moyenne. Les carrés qui ont servi à calculer la moyenne avaient 0,167° de latitude et 0,5° de longitude. Est reproduit également l'emplacement des stations de courantomètres. La Figure 5.2.4-1 montre que, dans la zone désordonnée centrale, à l'ouest d'environ 77° O, les courants superficiels vectoriels moyens sont faibles (en général moins de 5 cm/s) et de direction variable. A l'est de 76° O, bien que les données recueillies soient moins complètes, le courant semble mieux organisé, atteignant des vitesses de 25 cm/s et se dirigeant vers l'est. Les connaissances sur la partie est de la zone sont restreintes, les données ne provenant que de deux dériveurs; il ne sera donc guère question de cette partie de la zone centrale.

La Figure 5.2.4-1 indique un mouvement net faible; toutefois, les vitesses réelles des dériveurs dans la zone étaient souvent de l'ordre de 15 cm/s. C'est la variabilité des directions qui a engendré les faibles vitesses vectorielles moyennes. La Figure 5.2.4-2 montre le trajet du dériveur 1980, qui illustre le mouvement aléatoire, quoique non nul, qui caractérise la zone désordonnée centrale. Malgré le courant de surface faible et variable, aucun dériveur n'a emprunté la sortie nord ou ouest de la zone, ce qui indique un courant de direction nette est et/ou sud.

La moitié des dix dériveurs à drague ayant pénétré dans la zone se sont écartés du courant intrusif au nord de l'île Bylot (Figure 5.2.4-3). Au moment de l'entrée, aucun vent anormal qui aurait pu produire de telles déviations ne s'est fait sentir. En fait, les vents soufflaient généralement du nord-est, c'est-à-dire du large. Cependant si l'on compare le trajet des deux dériveurs 1982 et 1976 à la topographie dynamique (voir Figure 5.2.4-4), on constate qu'ils se trouvaient à la limite côté mer de ce qui aurait pu être un méandre du courant fort au nord du cap Liverpool. Cela permet de supposer quel mécanisme a provoqué ces déviations. Sur les cinq autres dériveurs ayant pénétré dans la zone, deux (1977 et 1979) y ont été déployés, un (1969) s'est détaché de la limite du courant intrusif en traversant le détroit de Lancaster, et deux (1961 et 1964) se sont dirigés vers le nord, dans le secteur juste au large du cap Hay. Les deux derniers ont également pris la direction du nord en passant par le point habituel où l'efflux du détroit de Lancaster est violent. Ces dériveurs ont indiqué la présence probable d'un méandre dans le courant plus à l'ouest, près du cap Hay.

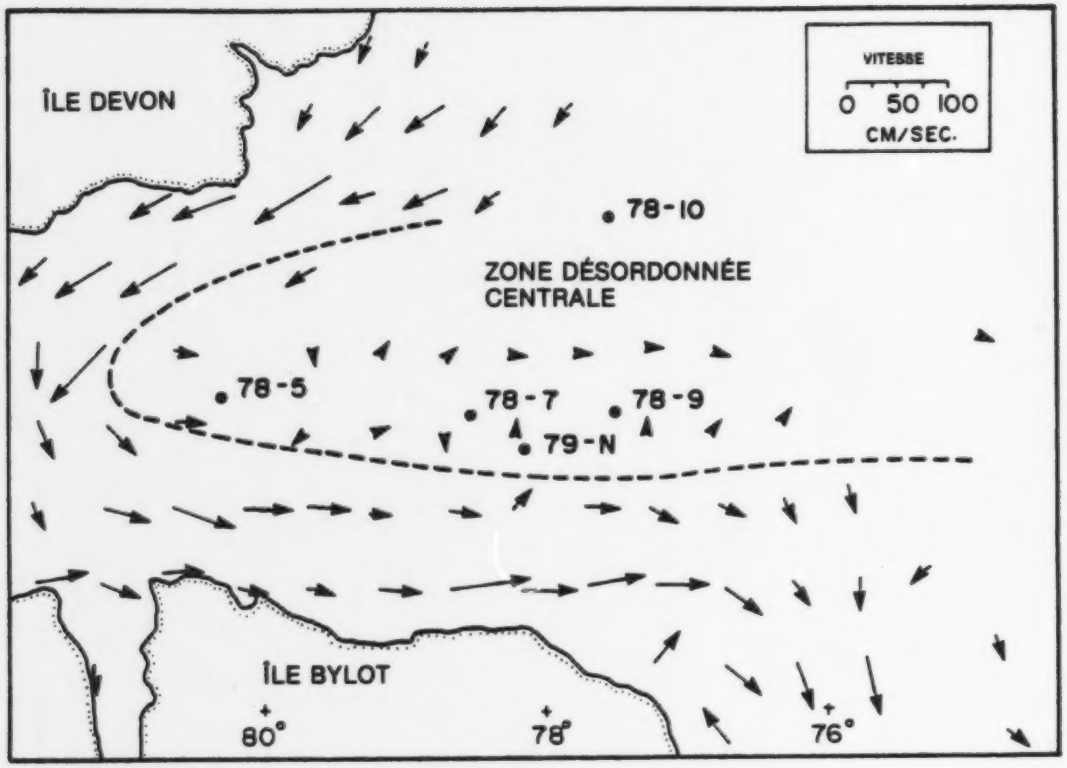


Figure 5.2.4-1 Vitesse vectorielles moyennes pour les régions quadrillées dans la zone désordonnée centrale à partir des données de 1979.

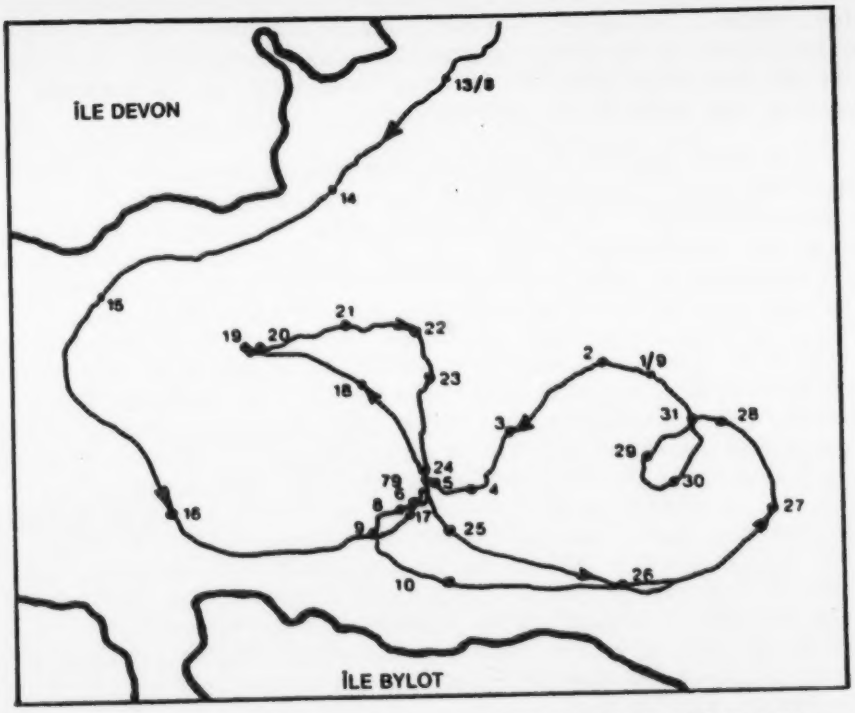


Figure 5.2.4-2 Trajet du dériveur 1980 pendant l'été 1979.

Quatre des dériveurs ont quitté la zone centrale pour atteindre l'efflux au nord du cap Liverpool (Figure 5.2.4-5). Les dériveurs ont gagné le courant principal par le côté arrière du méandre, comme l'indiquent les hauteurs dynamiques. Cela ajoute une nouvelle preuve de la relation possible des méandres de l'efflux du détroit de Lancaster avec les entrées dans la zone désordonnée centrale et les sorties de celle-ci.

L'entraînement par le vent ne semble pas avoir d'effet important sur les mouvements quasi-superficiels dans cette zone. En fait, la tempête qui a fait rage le 19 août et au cours de laquelle des vents du nord allant jusqu'à 18 m/s ont persisté pendant deux jours a provoqué un mouvement net relativement faible des dériveurs (voir Figure 5.2.4-6). Les oscillations par inertie étaient évidentes dans le trajet des dériveurs 1975 et 1979, comme le montre la partie 5.5, dès le lendemain du début de la tempête. Le 22 août, des mouvements de direction est à sud de 10 à 20 cm/s ont été enregistrés par les dériveurs. Toutefois, il n'est pas certain que ces mouvements représentent une réaction directe aux vents violents qui avaient soufflé du nord-ouest pendant les deux jours précédents. Un autre exemple du manque de réaction à l'entraînement par le vent est fourni par le trajet du dériveur 1980 (Figure 5.2.4-2), qui a quitté la zone le 25 août et y est revenu en se détachant du courant principal le 26 août, pendant une période de vents du nord-est. Devant cette preuve, les mouvements quasi-superficiels d'entrée dans la zone désordonnée centrale et de sortie de celle-ci ne semblent pas directement reliés à l'entraînement par le vent.

Courants subsuperficiels - été 1979 et 1978

La Figure 5.2.4-1 montre l'emplacement des stations de mesure de 1978 et 1979. Les stations 7, 9 et N se trouvaient dans le secteur tourbillonnaire, indiqué par les données recueillies en 1979 par les dériveurs. Les courantomètres situés à 35 m de profondeur dans la couche supérieure ont enregistré des vitesses moyennes d'environ 13 cm/s et une variabilité considérable de la direction (Figure 5.2.4-7). Les courantomètres placés à une profondeur de 250, 500 et 750 m ont enregistré des vitesses moyennes d'environ 7 cm/s; il s'agissait en général de courants de sens ouest et de direction moins variable que lorsque les mesures étaient placés dans une couche supérieure.

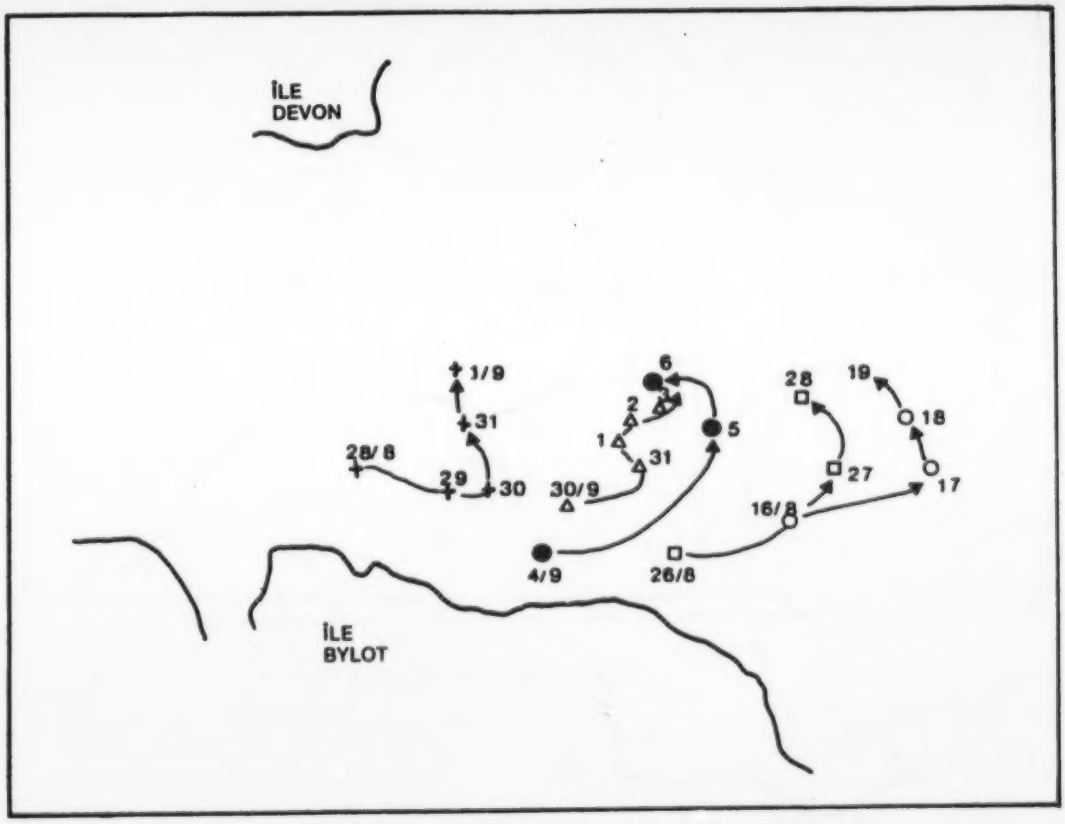


Figure 5.2.4-3 Trajets des dériveurs depuis 1979, illustrant l'entrée dans la zone désordonnée centrale à partir de l'efflux du détroit de Lancaster.

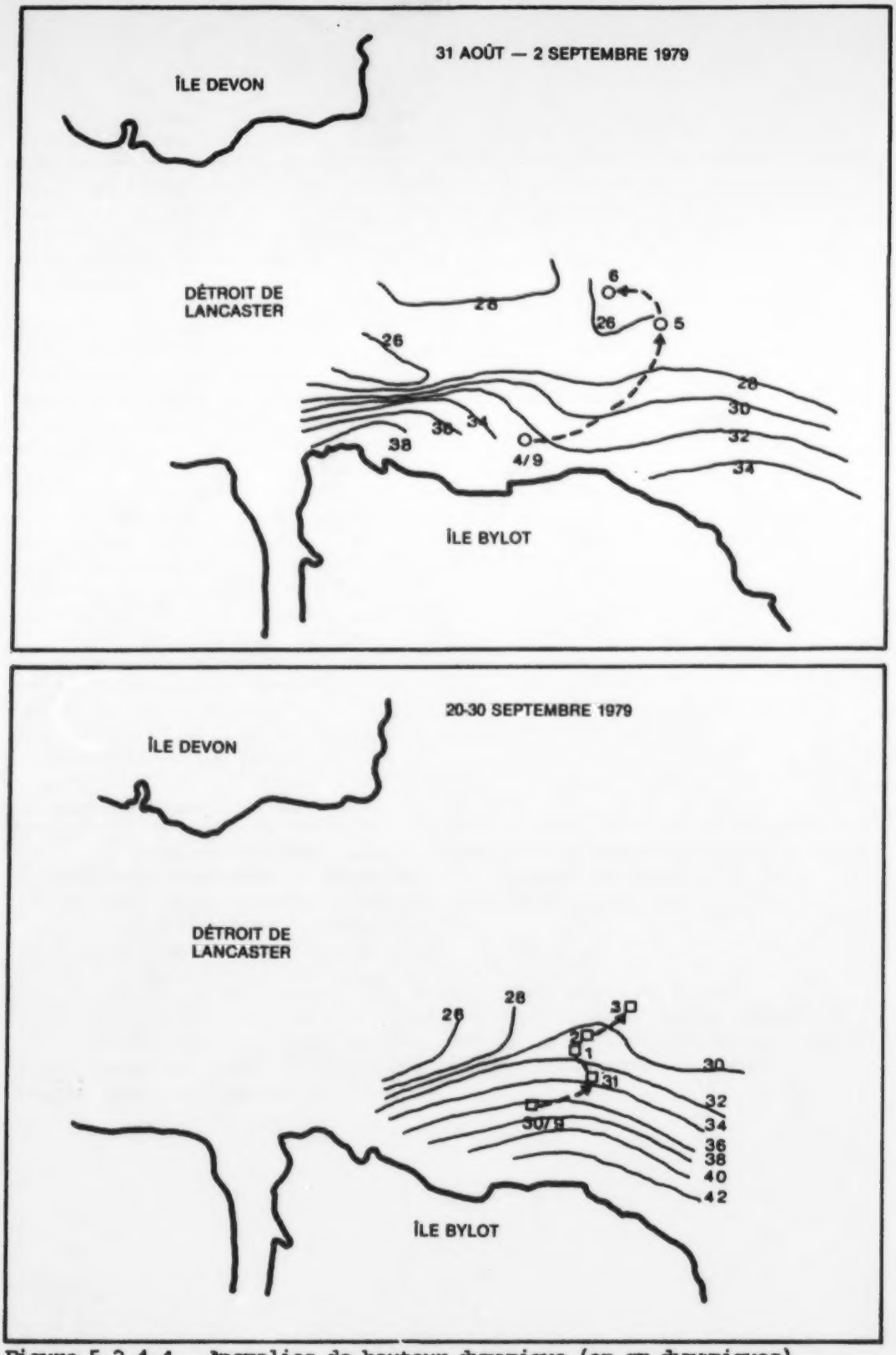


Figure 5.2.4-4 Anomalies de hauteur dynamique (en cm dynamiques) par rapport au niveau de 300 dbar a) du 31 août au 2 septembre 1979 (avec le trajet du dériveur 1976) et b) du 20 au 30 septembre 1979 (avec le trajet du dériveur 1982).

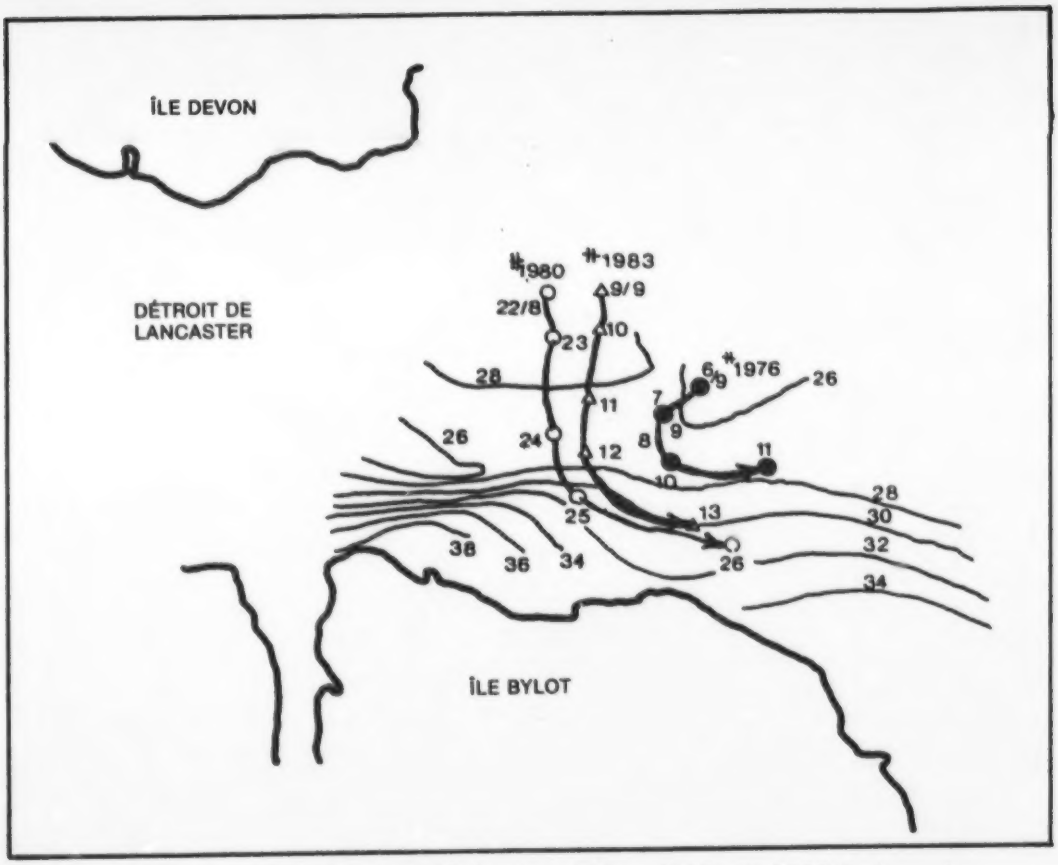


Figure 5.2.4-5 Trajets des dériveurs 1976, 1980 et 1983 laissant la zone désordonnée centrale, superposés à l'anomalie de hauteur dynamique, 3-4 septembre 1979.

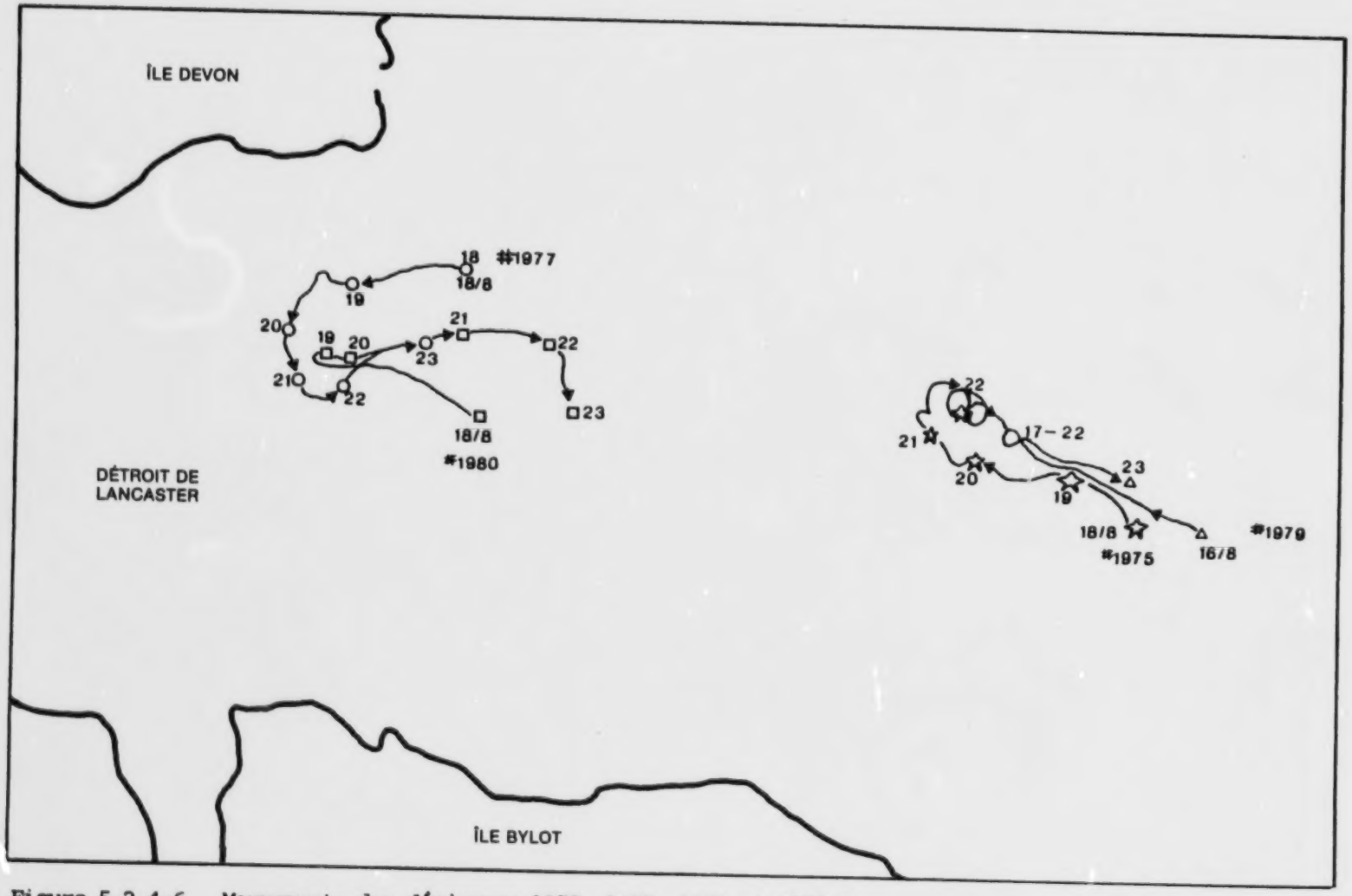


Figure 5.2.4-6 Mouvements des dériveurs 1975, 1977, 1979 et 1980 du 18 au 23 août 1979, pendant et après le passage d'une violente tempête.

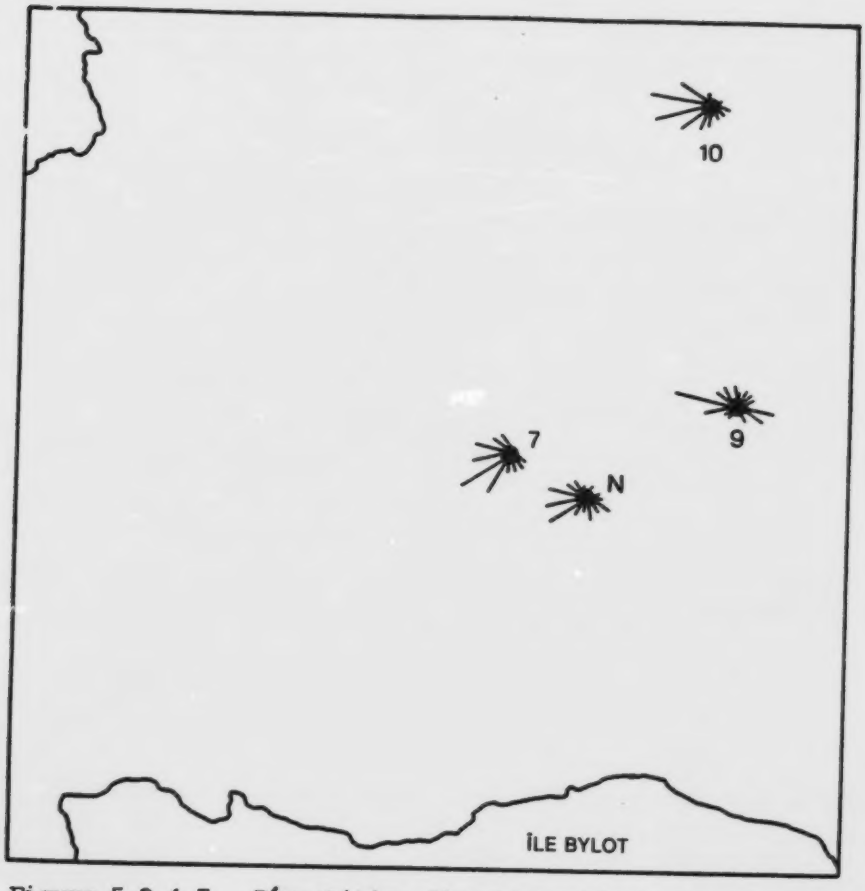


Figure 5.2.4-7 Répartition directionnelle des courants situés à une profondeur de 35 m aux stations de mesure 7, 9, 10 et N.

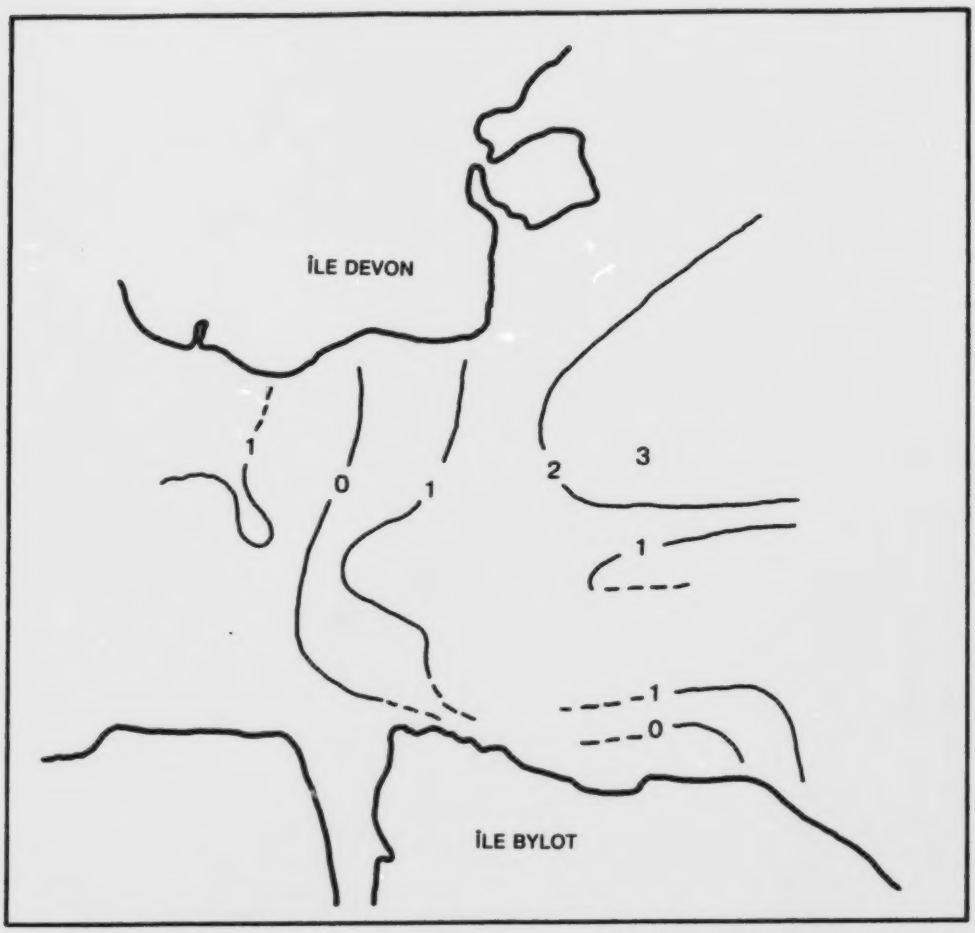


Figure 5.2.4-8 Températures en surface (°C à 5 m), du 29 juillet au 4 août 1979.

Données CTD

Les anomalies de hauteur dynamique calculées à partir de la série de données CTD 1979 (Figures 5.2.5-2 et 5.2.5-3) confirment la description ci-dessus, fondée sur les observations fournies par les dériveurs et les courantomètres. La zone désordonnée centrale se caractérise par des différences minimales dans les anomalies de hauteur dynamique comparativement aux zones environnantes. Les faibles gradients qui en résultent représentent la mesure des courants géostrophiques superficiels faibles, généralement d'un ordre de grandeur inférieur à 15 cm/s.

Pendant l'été, les eaux des 50 premiers mètres de la colonne d'eau sont généralement réchauffées par le soleil. La répartition de la température du 29 juillet au 4 août 1979 (Figure 5.2.4-8) indique que l'isotherme de 1° C délimite sommairement la frontière de la zone désordonnée centrale. Au nord, au sud et à l'ouest, les températures baissent en raison de l'efflux d'eaux arctiques.

Résumé

La circulation superficielle de la zone désordonnée centrale se caractérise par des courants variables dont les vitesses sont de l'ordre de 10-20 cm/s. Le courant étant extrêmement irrégulier, le mouvement net des eaux superficielles est faible et semble se diriger vers le sud et l'est, comme l'indiquent tous les dériveurs qui empruntent ces directions. Entre 250 et 750 m de profondeur, les courants ralentissent généralement à 8 cm/s et ont une direction plus uniforme et des mouvements nets vers l'ouest.

5.2.5 Zone tourbillonnaire à l'est de l'île Bylot

Introduction

Le courant de Baffin quitte le détroit de Lancaster le long de la côte nord de l'île Bylot. Entre le cap Liverpool et l'embouchure du goulet de Pond, il perd fréquemment son caractère de courant côtier fort et se détache de l'angle nord-est de l'île en formant de temps à autre des tourbillons et des contre-courants le long de la côte est de l'île Bylot. La circulation de la partie est de l'île Bylot diffère considérablement de celle du reste du courant de Baffin; c'est pourquoi il en sera question séparément dans cette section.

Des tourbillons et des désordres du courant de cette région ont été observés auparavant. De vastes tourbillons ont été observés au large de la côte est de l'île Bylot en 1960 et en 1966 (Muench 1971). A cette époque, les stations étaient trop espacées pour qu'il soit possible de définir les tourbillons dont les échelles étaient inférieures à 50 km.

La description de la circulation dans cette région sera tirée des données fournies par les dériveurs à drague lâchés en 1978 et 1979, et des données CTD recueillies pendant ces mêmes années. Aucun courantomètre n'a été mouillé dans ce secteur au cours de l'une ou l'autre année. Un dériveur, mis à l'eau en 1977 (Fissel et Marko, 1978) et ayant franchi la côte est de l'île Bylot, sera retenu pour la description de la circulation.

Configuration générale de la circulation

Le courant de Baffin circule en direction sud-est, le long de la côte de l'île Bylot, mais il est souvent touché par de perturbations à grande et à petite échelle. La Figure 5.2.3-5 montre la topographie dynamique de la surface par rapport à un niveau de référence de 300 dbar pour trois périodes différentes de l'été 1978. La tendance générale du courant à s'écouler vers le sud-est est évidente, mais un méandre de grande envergure se trouve à l'est de la pointe sud de l'île Bylot. Ce méandre peut être causé en partie par la présence d'un dôme situé à 46 km à l'est de l'île (Figure 5.2.5-1). Il existe, le long de la côte, un plateau peu profond (150 m) qui passe de moins de 1 km de largeur à l'extrémité nord à 24 km de largeur à l'extrémité sud de l'île. Il est possible que la présence du plateau soit la cause de la tendance du courant à rester à distance de la côte. Les Figures 5.2.5-2 et 3 montrent la topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de 300 dbar au cours de quatre périodes de l'été 1979. Ici encore, les méandres et les tourbillons sont visibles et souvent situés à proximité du dôme au large de la pointe sud de l'île. Dans tous les cas, le courant tend à gagner le large à mesure qu'il se déplace le long de l'île. Dans l'exemple présenté par les Figures 5.2.5-3 et 5.2.5-2 b) (et suggéré par la Figure 5.2.5-2 a)), il circule bien au-delà du bord du plateau.

Puisque la série de données de 1979 est la plus complète, c'est ce schéma de circulation que nous analyserons en premier lieu. Les Figures 5.2.5-4 a) -5 a) et -6 a) montrent les vitesses moyennes de tous les dériveurs qui ont traversé les carrés de 0,50° de longitude sur 0,167° de latitude, au cours de la période couverte dans chaque diagramme. Considérons la période du 12 au 30 août (Figure 5.2.5-4 a)), qui chevauche la période couverte par la topographie dynamique indiquée dans la Figure 5.2.5-3 c). Les vitesses moyennes montrent que le courant superficiel se déplace à environ 50 cm/s le long de la partie nord de l'île Bylot, en direction du cap Liverpool, où il poursuit sa route vers l'est en s'écartant du rivage. Cette tendance à se détacher de la côte peut tout aussi bien être observé à la Figure 5.2.5-3 c), quoique les vitesses (au niveau 300 dbar) soient inférieures, soit 20 à 26 cm/s.

Au large de la côte est de l'île même, les dériveurs ont montré, le long de la côte, un courant d'environ 35 cm/s qui avançait un peu au large vers le sud, de 10 km à la hauteur du cap Fanshawe à environ 20 km à la hauteur du cap Burney. Toutefois, on n'a pu suivre, dans ce secteur et à cette époque, que deux dériveurs, ce qui peut constituer un échantillon trop petit. La topographie dynamique de la Figure 5.2.5-3 c) montre le courant à 55 km au large du cap Burney, de 35 cm/s environ et de 25 km de largeur, qui se trouve au large du dôme à la Figure 5.2.5-1 (également indiqué par un X à la Figure 5.2.5-3 c). Le dôme se situe près du centre de l'important tourbillon anticyclonique qui ramène le courant vers l'embouchure du goulet de Pond. Les trajets des dériveurs de surface à la Figure 5.2.5-4 b) ne se prolongent pas assez loin vers le sud, les deux dériveurs ayant fait défaut dans cette zone, pour permettre de confirmer cette donnée.

La Figure 5.2.5-5 a) indique les vitesses moyennes dérivées de la série de trajets de la Figure 5.2.5-5 b) qui couvre la période du 31 août au 12 septembre 1979. Trois dériveurs ont franchi le cap Liverpool en direction est à des vitesses maximales de 75 cm/s. Deux d'entre eux ont bifurqué vers le sud à un point situé à 50 km à l'est du cap Fanshawe pour ensuite revenir vers la côte au cap Graham Moore. La période indiquée dans les Figures 5.2.5-5 a) et b) tombe entre celles que couvrent les topographies dynamiques des Figures 5.2.5-3 c) et d). D'après ces figures, le courant s'est rapproché de l'île Bylot à la fin de septembre, et les trajets des dériveurs aux Figures 5.2.5-5 a) et b) pourraient représenter une période de transition.

La plupart des dériveurs lâchés en 1979 sont passés devant la côte de l'île Bylot entre le 13 septembre et le 29 octobre. Les vitesses moyennes et les trajets des dériveurs pendant cette période sont inscrits dans les Figures 5.2.5-6 a) et b) respectivement. La Figure 5.2.5-3 d) montre la topographie dynamique au large de la partie est de l'île Bylot pour la période du 26 au 30 septembre. Un fort courant d'alimentation (48 cm/s au niveau 300 dbar) apparaît à moins de 20 km de la côte, ainsi qu'un courant plus faible à l'extérieur (11 cm/s au niveau 300 dbar) qui se déploie sur 100 km au large, à l'extrémité sud de l'île. Le courant littoral fort se dirige vers l'embouchure du goulet de Pond, à l'extrémité du plateau de l'île Bylot. A la Figure 5.2.5-6 a), les vitesses moyennes des dériveurs indiquent une situation quelque peu plus complexe. Il existe un bande de courant de direction sud-est d'environ 45 cm/s centrée à 35 km au large. Entre cette bande et la côte, aucun courant organisé n'est visible. Et pourtant, la Figure 5.2.5-6 b) révèle une série de tourbillons au large du cap Fanshawe et du cap Burney qui occupent la zone côté rivage du courant sud-est. A l'est de ce dernier apparaît une bande de direction nord (centrée à environ 65 km au large) qui se meut à des vitesses de 15-30 cm/s. Comme on peut le constater d'après la Figure 5.2.5-6 b), ce phénomène a pu être relevé par quatre dériveurs qui ont tous franchi cette zone au début d'octobre. Les dériveurs 1977 et 1983 se sont déplacés vers le nord dans cette zone entre le 3 et le 10 octobre,

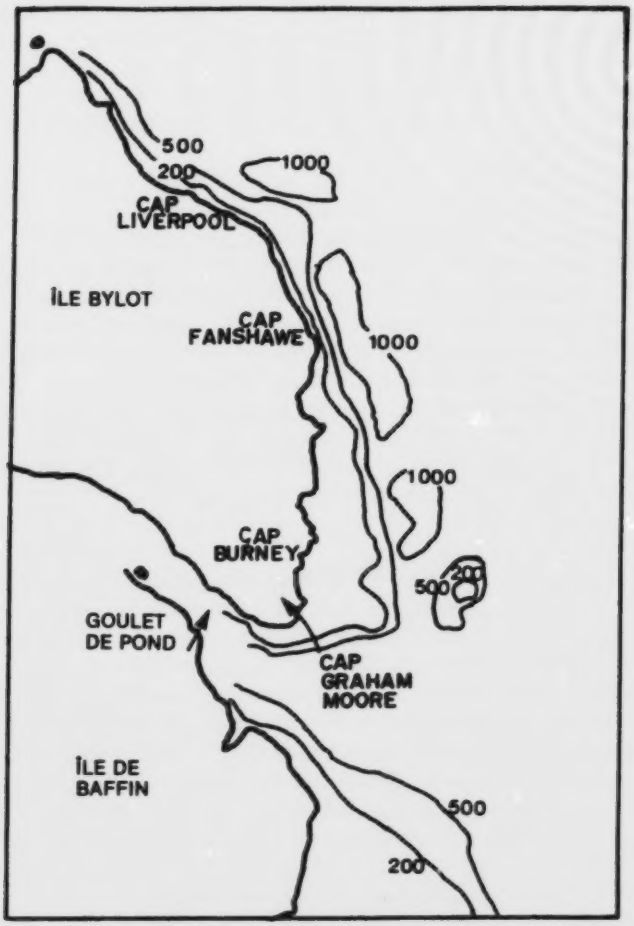
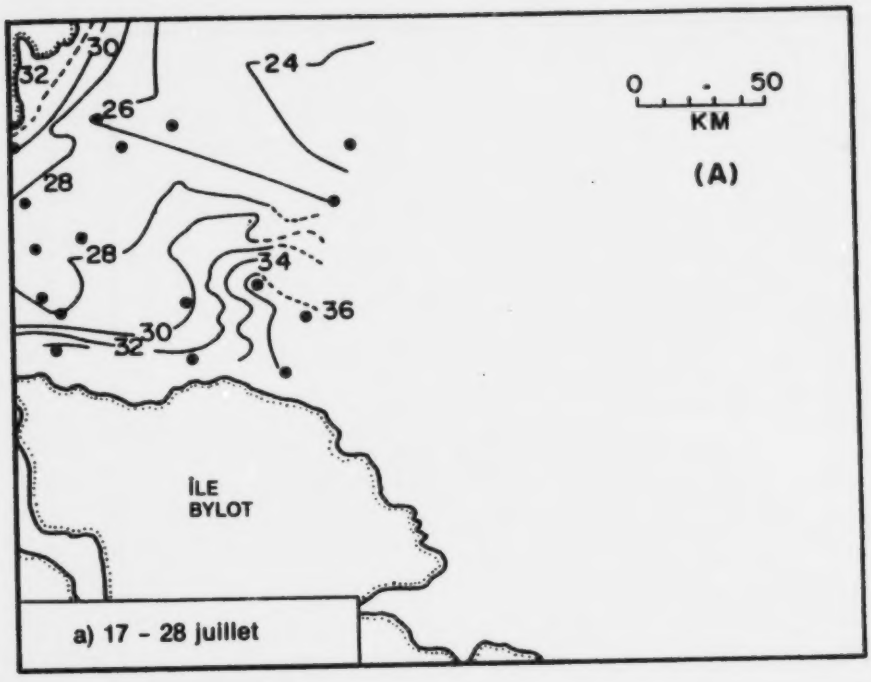


Figure 5.2.5-1 Bathymétrie à l'est de l'île Bylot (échelle 1:2 000 000). La profondeur est en mètres.



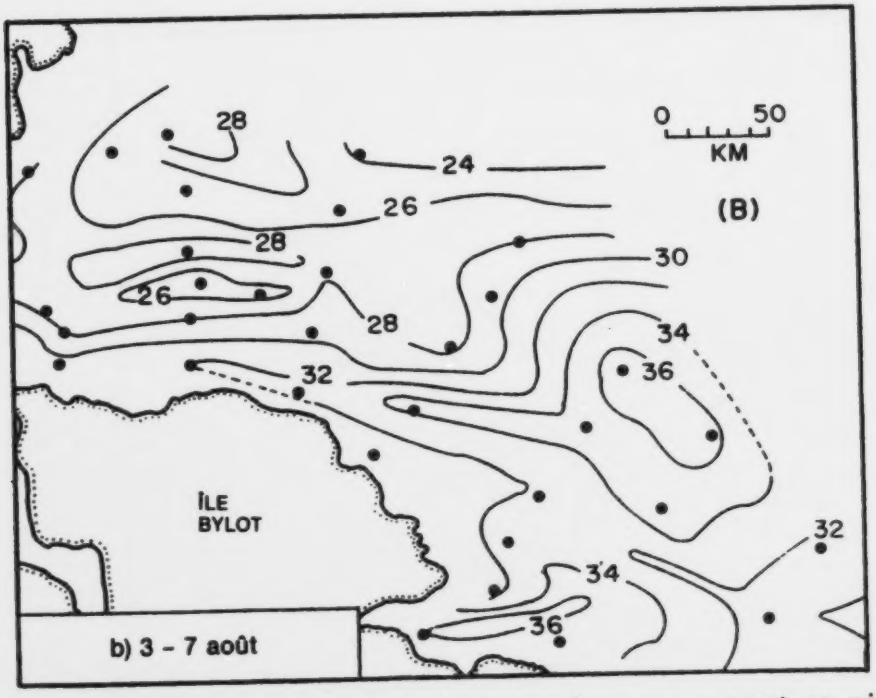


Figure 5.2.5-2 Topographie de la surface par rapport au niveau de 300 dbar, 1979.

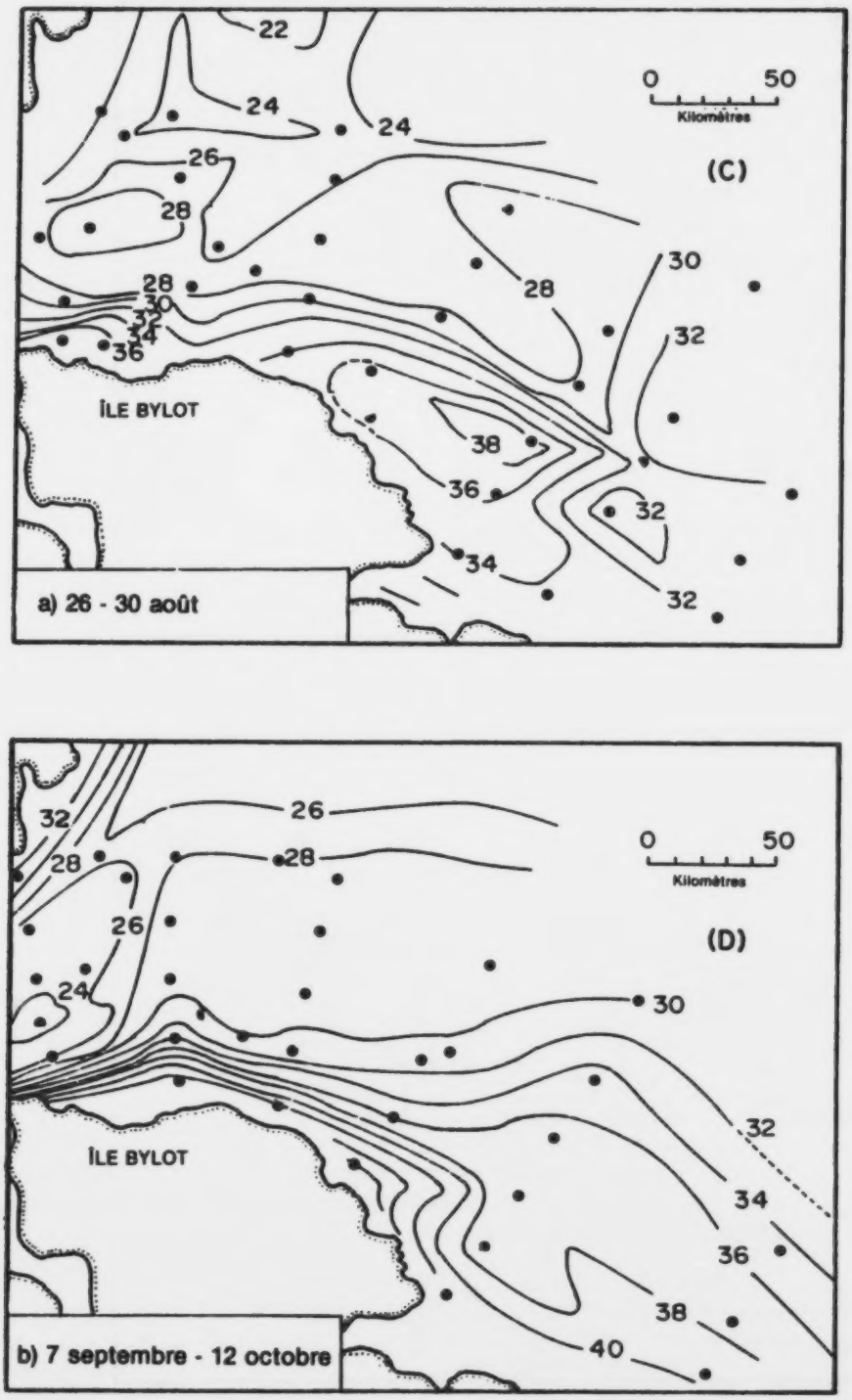
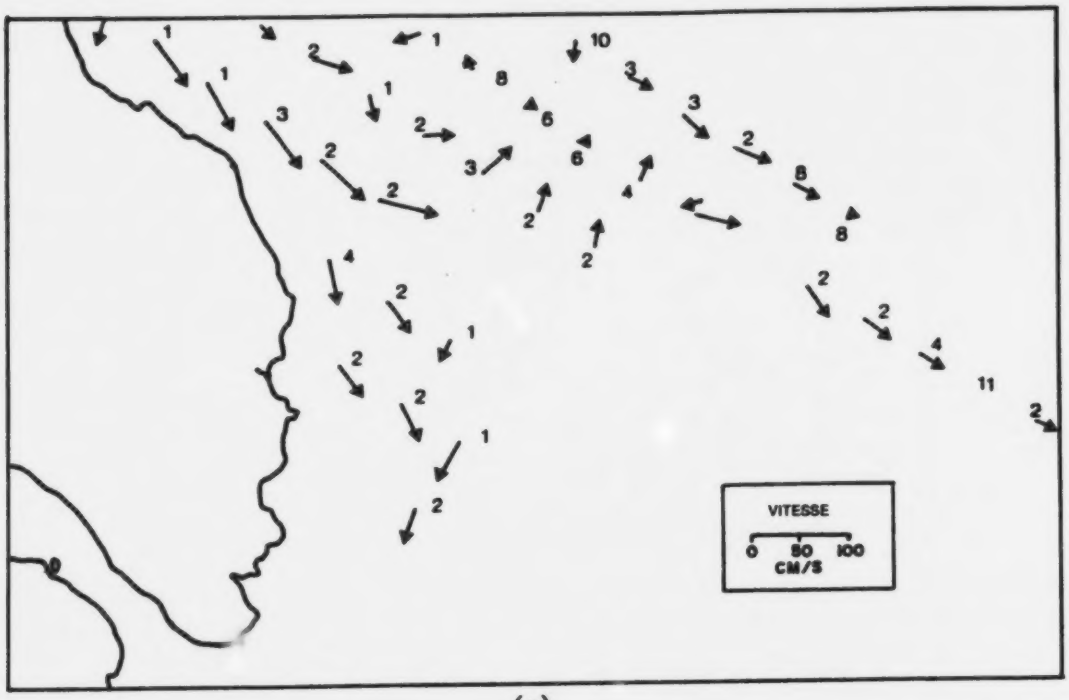
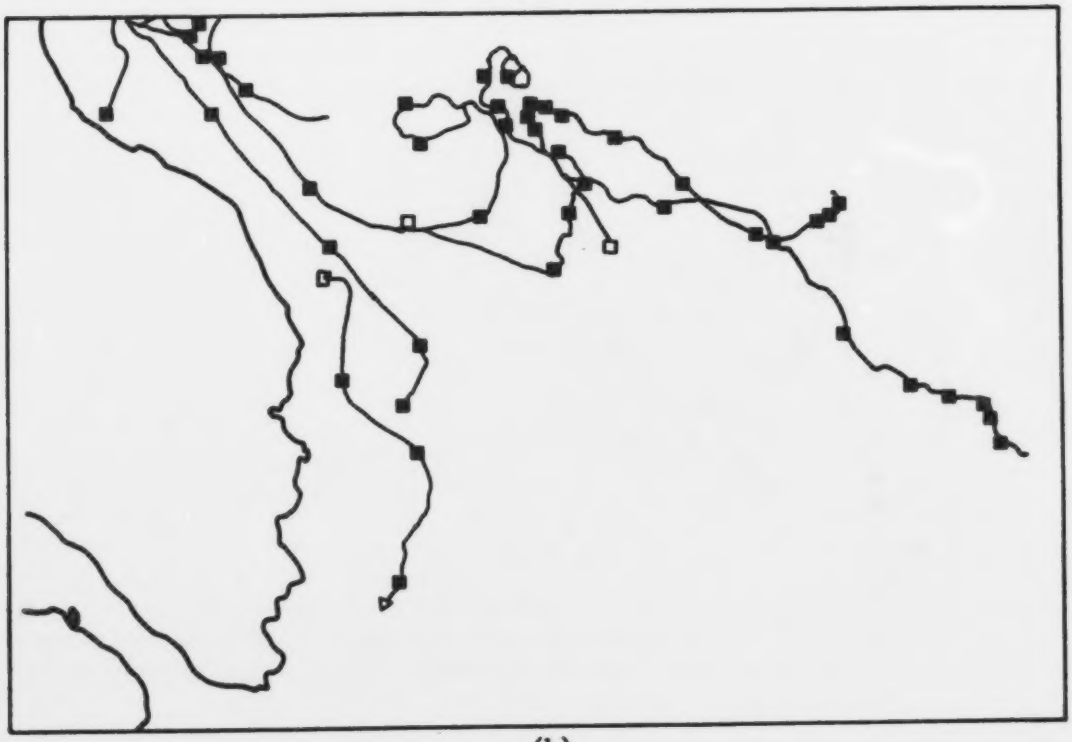


Figure 5.2.5-3 Topographie de la surface par rapport au niveau de 300 dbar, 1979.



(a)



(b)

Figure 5.2.5-4 Configuration complexe des trajets des dériveurs et des vitesses moyennes, 12-30 août 1979.

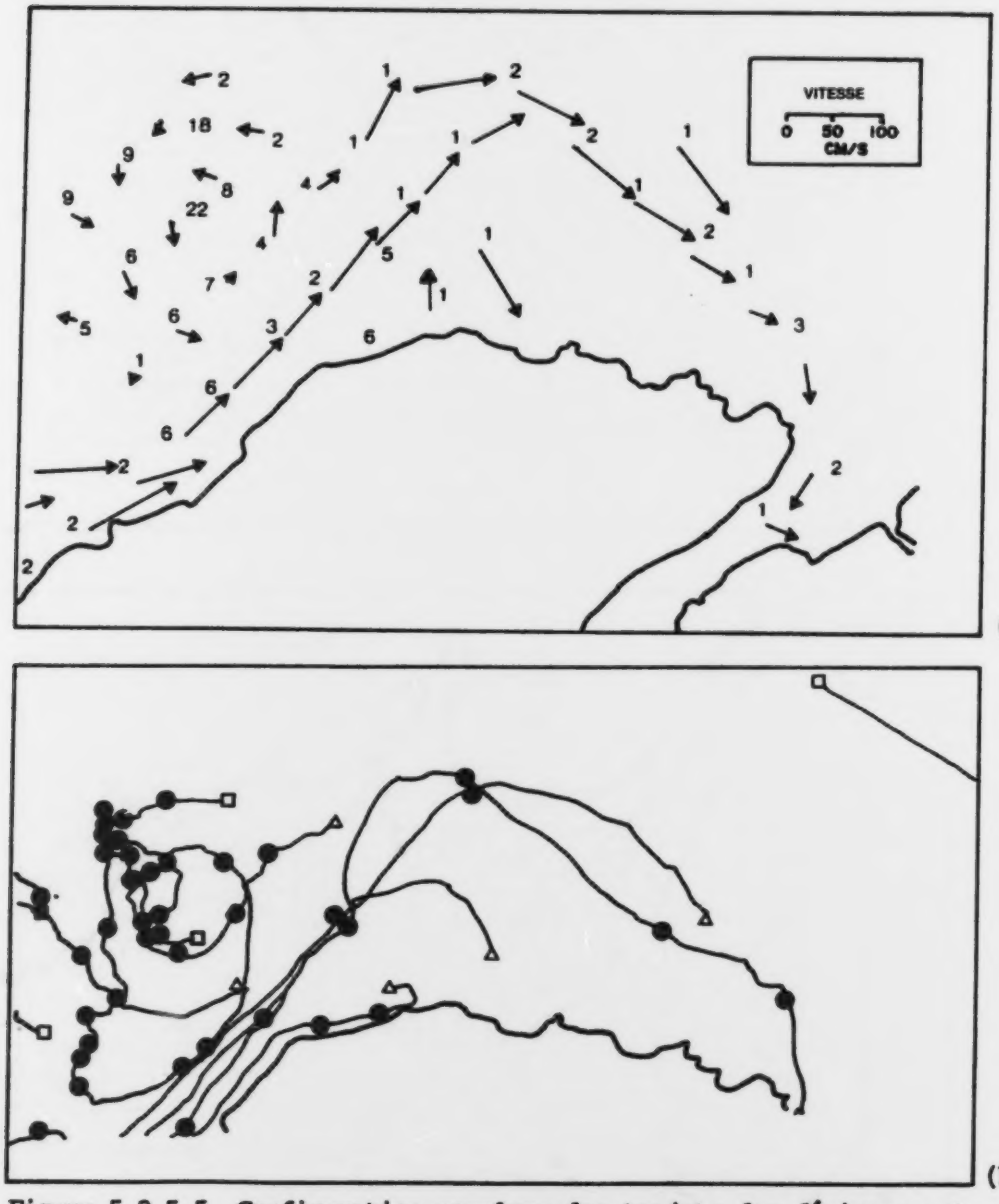


Figure 5.2.5-5 Configuration complexe des trajets des dériveurs et des vitesses moyennes, 31 août au 12 septembre 1979.

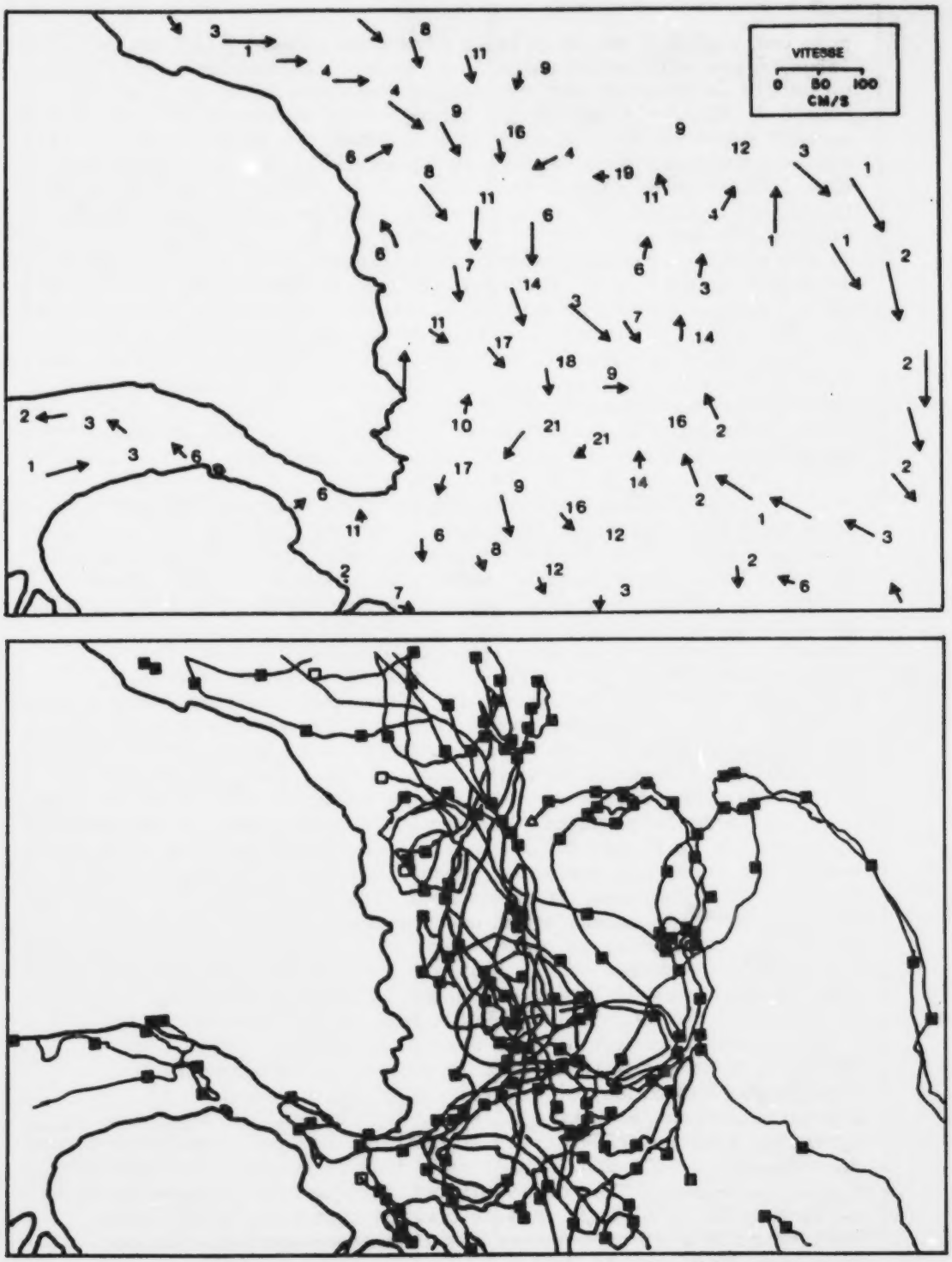


Figure 5.2.5-6 Configuration complexe des trajets des dériveurs et des vitesses moyennes, 13 septembre au 29 octobre 1979.

puis ont viré à l'est et pris la direction sud-est à 140 km au large, à une vitesse maximale de 60 cm/s. Ils semblent avoir décrit un cercle de rotation anticyclonique d'environ 65 km de diamètre centré à 100 km à l'est de cap Burney. Les dériveurs 1962 et 1982 se sont déplacés vers le nord dans la même zone (à 65 km au large) environ six jours plus tard (9 au 16 octobre), avant de bifurquer vers l'ouest en direction de la côte et de reprendre leur route vers le sud-est. Chacun de ces quatre dériveurs peut être observé aux Figures 5.2.5-7 a) et b) et 5.2.5-8 a) et b). Un important cercle de rotation anticyclonique semblable apparaît dans la topographie dynamique de la Figure 5.2.5-3 b) pendant la période du 3 au 7 août 1979. Aucun dériveur ne se trouvait dans le secteur à cette époque, mais le cercle de rotation anticyclonique est conforme au site, à l'échelle et à la direction décrites par les dériveurs 1977 et 1983 dans la première moitié d'octobre. Ce tourbillon océanique n'est pas visible dans la topographie dynamique de la Figure 5.2.5-3 d) du 26 au 30 septembre, ce qui laisse croire que la durée de ces caractéristiques ne doit pas dépasser deux semaines.

Les données des dériveurs de 1978, dont les trajets sont reproduits aux Figures 5.2.5-9 a), b) et c), ne contiennent pas de détails aussi précis que celles des dériveurs de 1979, en raison de la moins bonne performance du satellite Nimbus 6 en 1978 (Fissel, 1980). Il existe de grands écarts dans certaines trajectoires, et les mouvements à plus petite échelle ne sont pas résolus; toutefois, certaines caractéristiques importantes sont discernables. La Figure 5.2.5-9 a) montre trois dériveurs se dirigeant vers l'est au delà du cap Liverpool, sur un point situé à 70 km au large du cap Fanshawe. Leur vitesse moyenne en quittant le cap Liverpool était 65 cm/s. Puis ils ont viré en direction sud-est pour dériver à environ 30 km au large, à une vitesse approximative de 30 cm/s. Les dériveurs n'indiquent pas le courant de direction nord, juste au large du cap Liverpool, implicite dans la topographie dynamique de la Figure 5.2.5-1 a); ils ne se déplacent pas non plus vers l'est, sauf une exception, aussi loin que le laissait croire la topographie dynamique. Dans les deux Figures 5.2.5-9 b) et c), les données sont très rares, ayant une moyenne d'environ une position par jour. Toutefois, la comparaison de la Figure 5.2.5-9 c) avec la topographie dynamique de la Figure 5.2.5-1 c) n'offre pas de similitudes. Les dériveurs ont gagné le large à mesure qu'ils descendaient le long de l'île Bylot pour se diriger vers l'embouchure du goulet de Pond à environ 60 km à l'est du cap Burney. Ce trajet suit de près le courant signalé par la topographie dynamique, où apparaît un méandre centré approximativement à 40 km à l'est du cap Burney. La topographie dynamique indique des vitesses superficielles (par rapport au niveau de référence de 300 dbar) de 45 cm/s dans le courant littoral et autour du méandre. Les dériveurs ont indiqué des vitesses moyennes variant de 50 et 55 cm/s dans le courant littoral, et d'autres varient de 26 à 45 cm/s lorsqu'ils revenaient vers la côte en direction du goulet de Pond.

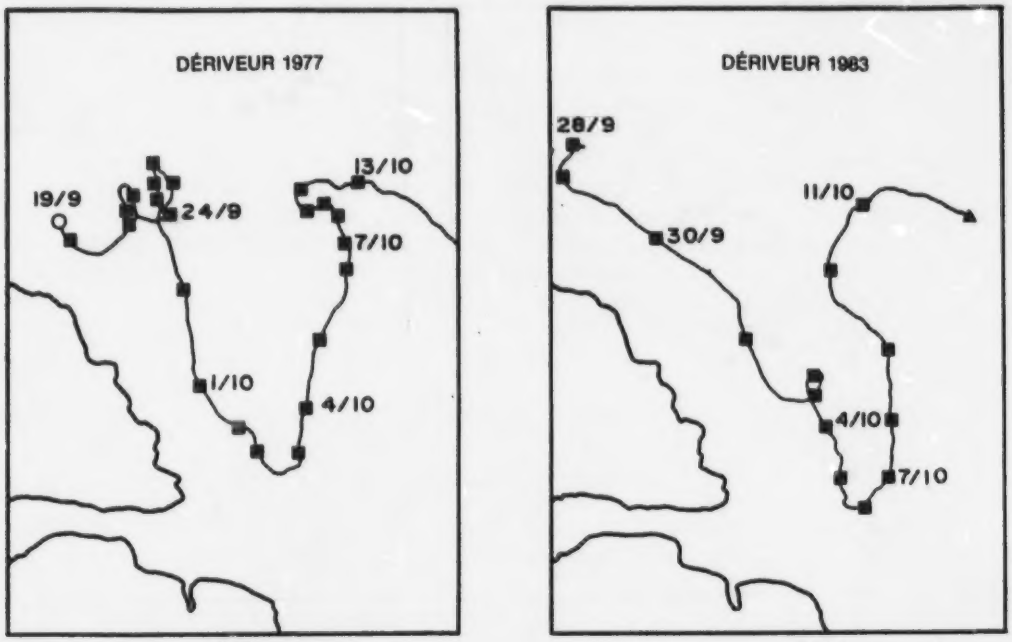


Figure 5.2.5-7 a) et b) Trajectoires des dériveurs 1977 et 1983 indiquant le contre-courant du large et de direction nord.

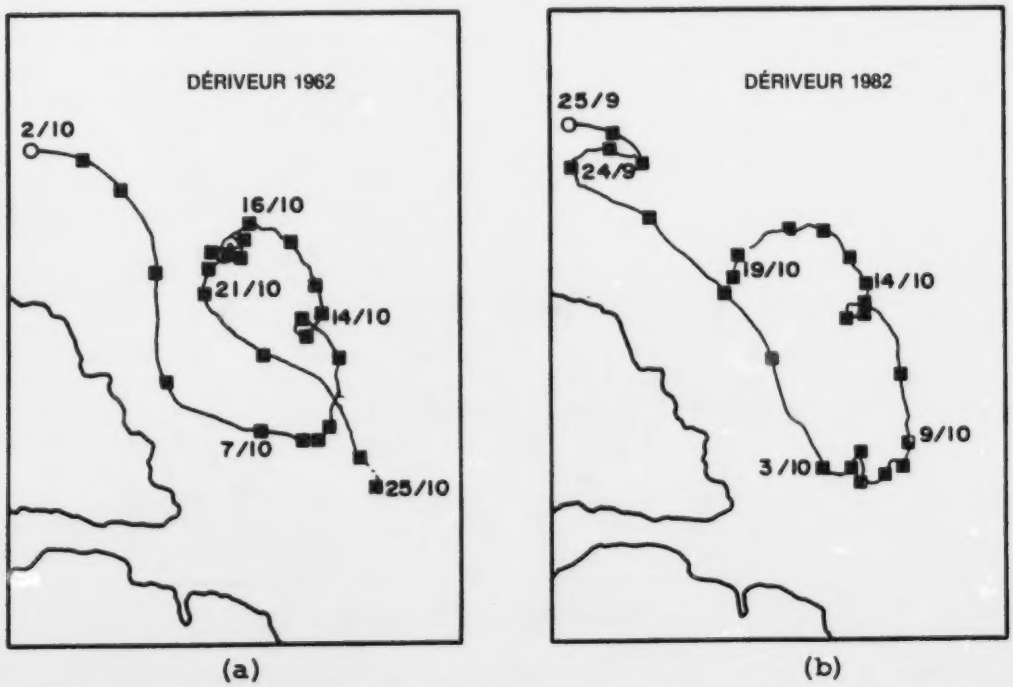
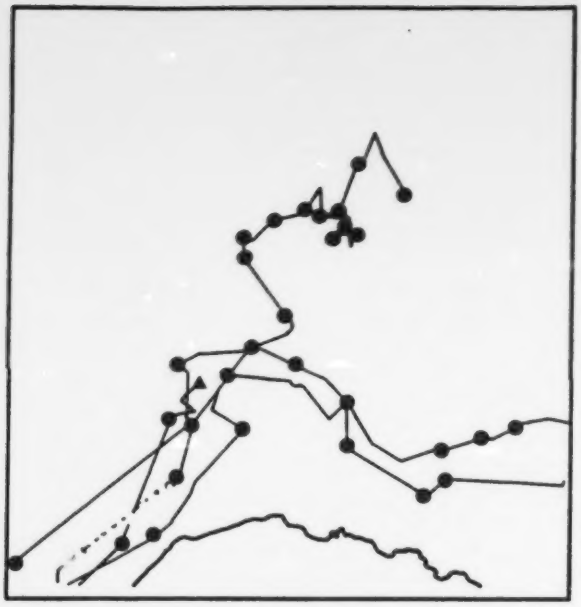
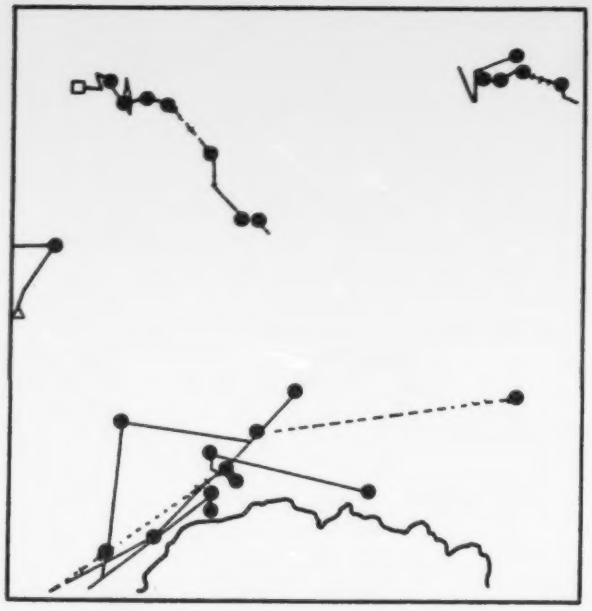


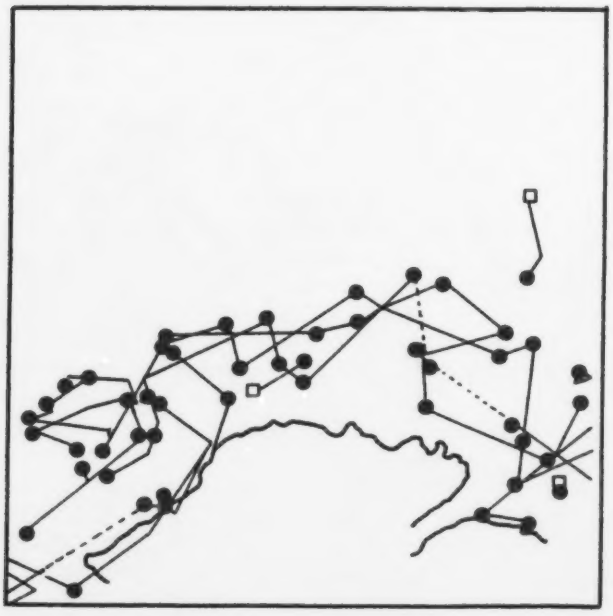
Figure 5.2.5-8 a) et b) Trajectoires des dériveurs 1962 et 1982 indiquant le contre-courant du large et de direction nord.



a) 3 - 30 août 1978



b) 30 août — 15 septembre 1978



c) 15 septembre — 20 octobre 1978

Figure 5.2.5-9 a), b) et c) Trajectoires des dériveurs dans tout le secteur à l'est de l'île Bylot en 1978.

Les seules données obtenues dans cette zone en 1977 proviennent de la trajectoire de la bouée de dérive n° 1066, qui a traversé le secteur entre le 24 octobre et le 1er novembre 1977. Sa trajectoire apparaît à la Figure 5.2.5-10 relevée dans Fissel et Marko (1978). Bien que cette trajectoire constitue un exemple isolé, elle est semblable à plusieurs autres observées en 1978 et 1979. Comme dans nombre de cas au cours de ces deux années, la trajectoire emprunte la direction est au large de la côte au cap Liverpool, puis se déplace vers le sud et l'est jusqu'à ce qu'elle atteigne un point situé à 60 km au nord-est du cap Burney, où elle se replie vers l'embouchure du goulet de Pond.

Observations des tourbillons à l'est de l'île Bylot

Outre les tourbillons et les méandres de grande envergure qui se produisent dans le courant à l'est de l'île Bylot, des tourbillons de moindre importance, venant s'ajouter au courant net, sont souvent observés dans la trajectoire des dériveurs.

Ces tourbillons apparaissent de temps à autre entre l'axe principal du courant sud-est au large de l'île Bylot et la côte. La Figure 5.2.5-6 b) montre plusieurs de ces tourbillons avec les dériveurs 1979. Les tourbillons, étant assez petits et près de la côte, n'ont pas pu être expliqués par les données CTD de l'une ou l'autre année. A la station radar installée au cap Fanshawe en 1978 par NORDCO Ltd., on a constaté des boucles dans la route des icebergs aperçus depuis le campement, ce qui a fait croire à la présence de tourbillons au large du cap Fanshawe. Bien que les mouvements des icebergs soient conduits par des courants plus profonds et des vents, sans parler de la circulation superficielle, en l'absence d'autres données pouvant résoudre la question des caractéristiques de ces courants, la trajectoire des icebergs reste la meilleure source de renseignements pour 1978 sur la circulation superficielle dans cette région.

Puisque les données recueillies en 1979 sur les trajectoires représentent la meilleure série, ce sont celles dont nous traiterons en premier lieu. La Figure 5.2.5-11 montre un exemple des tourbillons dans la trajectoire du dériveur 1958. Le Tableau 5.2.5-1 résume les caractéristiques de tous les tourbillons observés au cours de 1979 sur le trajectoire des dériveurs qui sont passés à l'est de l'île Bylot.

Le reste des dériveurs ont traversé la zone sans rencontrer de tourbillons. Le Tableau 5.2.5-2 donne le numéro de ces dériveurs ainsi que la date de leur passage dans la zone.

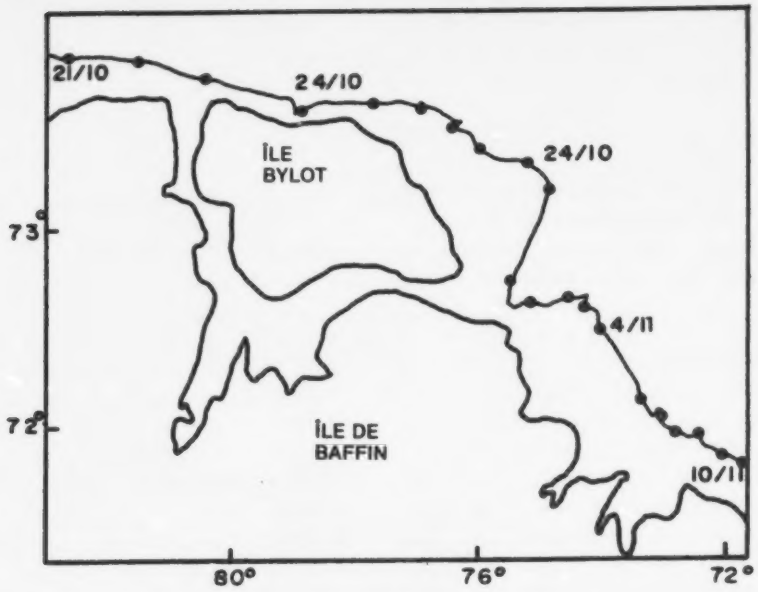


Figure 5.2.5-10 Trajet du dériveur 1066 jusqu'au-delà de l'île Bylot en 1977.

Tableau 5.2.5-1

Caractéristiques des tourbillons observés en 1979

Dériveurs	Date	Sens	Position Approx. du centre deg. (lat., long.)		Diamètre (km)	Vitesse moyen. du dériveur (km/jour) calculée d'après les positions successives	Distance au large (km)	Durée (hrs)
1958	13-15 sept.	anticyclonique	73.519,	76.784	23±3	47±8	17	35±1
	16-18 sept.	anticyclonique	73.194,	75.532	18±1	24±9	25	57±1
	18 20 sept.	anticyclonique	73.194,	75.532	11±6	19±9	25	48±1
1959	28-29 sept.	anticyclonique	73.566,	76.863	15±1	29±12	16	42±1
	1-2 oct.	anticyclonique	73.290,	76.448	10±5	15±5	10	56±1
1962	11-13 oct.	cyclonique	73.473,	74.528	8±2	10±3	75	52±1
	16-19 oct.	cyclonique	73.753,	75.311	10±1	11±9	65	78±3
1963	6-10 oct.	anticyclonique	72.808,	75.492	22±1	22±3	23	92±5
1968	13-14 sept.	anticyclonique	73.556,	76.799	17±3	40±20	17	34±1
	14-15 sept.	anticyclonique	73.481,	76.162	16±2	36±6	20	31±1
	16-18 sept.	anticyclonique	73.229,	75.514	28±2	43±11	28	26±1
	19-20 sept.	anticyclonique	73.191,	75.305	12±5	24±9	32	44±1
1980	13-15 oct.	anticyclonique	73.252,	75.862	29±4	39±18	25	55±2
	22-24 oct.	anticyclonique	72.790,	74.447	11±2	14±4	53	74±2
	25-27 oct.	anticyclonique	72.778,	74.153	9±1	14±4	63	48±1
1982	11-13 oct.	cyclonique	73.506,	74.518	7±1	9±6	75	57±2
1983	2-3 oct.	cyclonique	73.262,	75.019	7±1	12±5	75	42±2

Tableau 5.2.5-2

Trajectoires des dériveurs pendant l'été 1979 n'ayant révélé aucun mouvement tourbillonnaire dans le secteur à l'est de l'île Bylot.

No du dériveur	Dates
1961	11-15 octobre
1962	5-9 octobre
1971	4-6 octobre
1973	9-12 septembre
1974	17-19 août
1976	18-21 septembre
1977	28 septembre - 2 octobre
1982	30 septembre - 3 octobre

L'étude du Tableau 5.2.5-1 montre que les tourbillons observés se divisent naturellement en deux catégories: les tourbillons anticycloniques dans un rayon de 35 km de l'île Bylot, et les tourbillons à plus de 50 km au large, qui peuvent effectuer une rotation dans un sens ou l'autre. Les onze tourbillons anticycloniques décelés dans la bande côtière ont un diamètre moyen de 18 $\pm$ 7 km, et une durée moyenne (c'est-à-dire le temps nécessaire au dériveur pour accomplir le circuit) de 46 $\pm$ 15 heures. Le diamètre moyen de six tourbillons étudiés à plus de 50 km au large est de 10 $\pm$ 3 km et leur durée moyenne de 59 $\pm$ 14 heures. Quatre d'entre eux étaient cycloniques et deux anticycloniques. Les tourbillons cycloniques avaient un diamètre de 8 $\pm$ 1 km et leur durée moyenne était de 57 $\pm$ 15 heures, tandis que le diamètre des deux autres mesurait en moyenne 14 $\pm$ 2 km, et leur durée moyenne était de 61$\pm$18 heures. De toute évidence, les tourbillons cycloniques qui se sont formés à moins de 35 km de la côte et ceux qui se sont formés au-delà de 50 km au large présentent des caractéristiques différentes. Ceux qui se situent près de la côte sont toujours anticycloniques, à plus grande échelle, et ils tournent plus rapidement que ceux observés au large et qui peuvent tourner dans les deux sens.

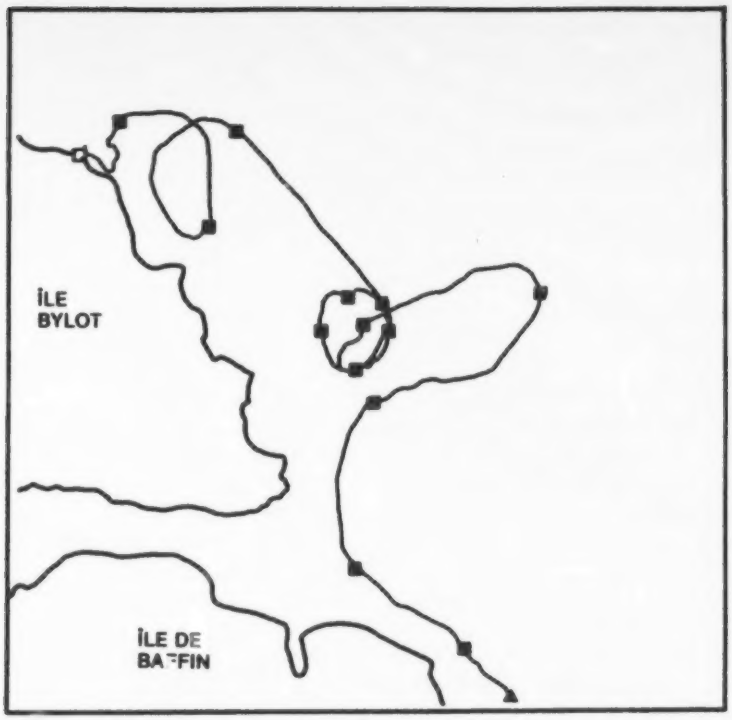
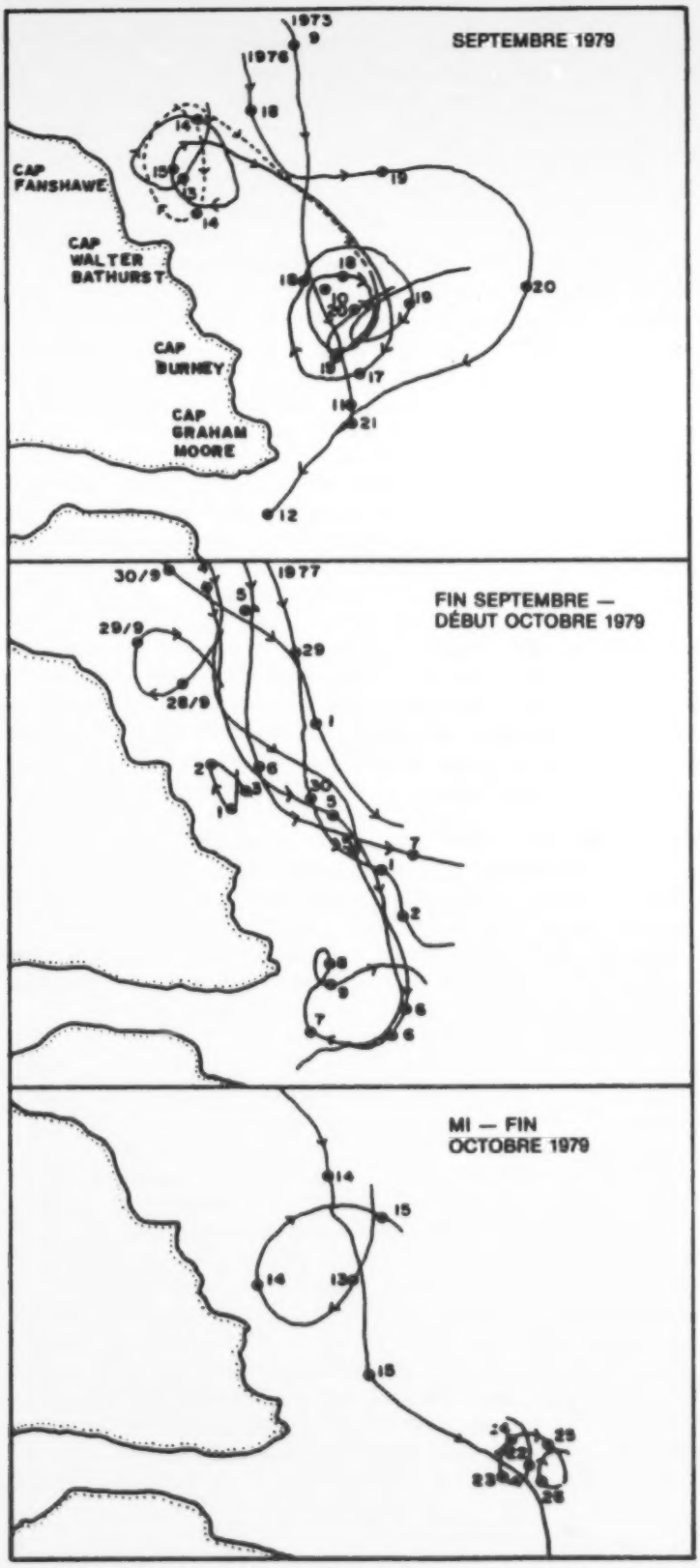


Figure 5.2.5-11 Trajet du dériveur 1958, du 12 au 24 septembre 1979.

Les Figures 5.2.5-12 a), b) et c) indiquent le site et la forme des tourbillons observés en 1979 en même temps que toutes les trajectoires presque simultanées des autres dériveurs qui se trouvaient dans les parages. La Figure 5.2.5-12 a) montre deux concentrations de tourbillons, l'une au large du cap Fanshawe, et l'autre au large du cap Burney, qui ont été observées entre le 13 septembre et le 16 septembre, et le 17 et le 20 septembre 1979, respectivement. Ces deux séries de tourbillons semblent être situées entre la côte et un courant du large, comme le laisse supposer le trajet du dériveur 1976 entre le 18 septembre et le 21 septembre. Le tourbillon sud semble se situer au centre d'un vaste méandre anticyclonique. Il convient de remarquer que le tourbillon sud ne semblait pas exister une semaine auparavant, lorsque le dériveur 1973 l'a traversé en son centre sans avoir enregistré de mouvements de rotation. La Figure 5.2.5-12 b) montre le dériveur 1977 traversant le même point le 30 septembre (soit dix jours après l'observation du tourbillon), également sans aucun signe de rotation. Il semble que le tourbillon y a duré pendant moins de deux semaines. Le reste de la Figure 5.2.5-12 b) indique des tourbillons anticycloniques au large du cap Fanshawe les 28 et 29 septembre, au large du cap Walter Bathurst les 1er et 3 octobre, et au large du cap Graham Moore les 6 et 9 octobre. Ici encore, ces tourbillons occupent une zone entre la côte et un courant sud qui se dirige vers le sud-est, parallèlement à la côte à environ 30 km au large. Sur la Figure 5.2.5-12 c) apparaît la dernière série des tourbillons à étudier. Les deux tourbillons au large de l'embouchure du goulet de Pond, quoique plus petits, sont de durée plus longue que les tourbillons observés près de l'île Bylot, et ont par conséquent été classés avec les autres tourbillons rencontrés au large. Le tourbillon anticyclonique au large du cap Burney semble s'inscrire dans le modèle d'un tourbillon anticyclonique dont il vient d'être question, c'est-à-dire qui se produit entre la côte et le courant sud-est à environ 35 km au large.

Des semblables mouvements ont été observés en 1978 dans la dérive d'icebergs suivie à partir de la station du radar du cap Fanshawe (NORDCO, 1979). Ceux-ci décrivaient, toujours le sens anticyclonique, des boucles centrées à environ 25 km au large du cap Fanshawe. Les diamètres et la durée typiques sont de 22 km et 60 heures et de 8 km et 30 heures respectivement. Des boucles ont été remarquées par intermittence pendant tout l'été, mais à une plus grande fréquence pendant les trois premières semaines d'août. Etant donné que l'importance relative des forces commandant la dérive de l'iceberg n'a pas encore été entièrement comprise, ces observations doivent être considérées seulement comme des preuves qui, loin d'être absolues, témoignent simplement de l'existence des tourbillons.



(a)

(b)

(c)

Figure 5.2.5-12 a), b) et c) Emplacement et forme des tourbillons révélés par les trajectoires des dériveurs en 1979.

Nous avons des preuves tant en 1978 qu'en 1979 de l'existence de tourbillons anticycloniques, par exemple de 20 km, le long de la côte de l'île Bylot. Quoiqu'ils puissent apparaître ailleurs sur la côte, les sites les plus fréquents sont les caps Fanshawe et Burney.

Résumé

La région située à l'est de l'île Bylot constitue un secteur où surviennent des perturbations à grande et à petite échelle dans le courant de Baffin. En quittant le détroit de Lancaster, ce courant se détache habituellement de la côte à la hauteur du cap Liverpool. La direction du courant à cet endroit varie le long de la côte de sud-est à nord-est, la plus fréquente étant la direction est. Plus loin, le courant se dirige vers le sud-est, parallèlement à la côte de l'île Bylot, mais habituellement entre 30 et 50 km au large. Cet écoulement est souvent modifié par de vastes méandres (60 à 70 km) qui accompagnent parfois les contre-courants de sens nord à l'est du courant de sens sud. Des tourbillons plus petits peuvent surgir dans cette zone hauturière avec une rotation qui va dans un sens ou dans l'autre et qui a un diamètre de 7 à 16 km. Entre la côte et le courant de direction sud-est, on aperçoit fréquemment des tourbillons anticycloniques d'à peu près 20 km de diamètre. En moyenne, la durée de leur rotation se situe entre 40 et 50 heures. En dehors de cette zone, on observe des tourbillons de moindre importance dont la rotation peut se faire dans un sens ou dans l'autre et dont la durée, plus longue, peut atteindre entre 55 et 65 heures.

Le courant de sens sud-est tourne vers l'ouest en direction de l'embouchure du goulet de Pond, une fois atteinte l'extrémité sud de l'île Bylot. Cette bifurcation coïncide généralement avec la présence d'un dôme situé à la limite sud-est du plateau de l'île Bylot; ce phénomène laisse croire que le plateau et le dôme exercent une certaine influence topographique sur le courant.

5.2.6 A l'est de l'île de Baffin

La circulation au large de la côte est de l'île de Baffin est dominée par le courant de Baffin de sens sud-est. Des variations importantes ainsi que spatiales et temporelles se produisent dans les flux de sens sud-est. Les forts gradients de la bathymétrie locale et l'englacement, qui varie en fonction du temps, peuvent être importants pour déterminer la configuration de la circulation locale.

Bathymétrie et englacement

La limite ouest de la mer de Baffin est caractérisée par un plateau continental peu profond (200 m), qui s'étend jusqu'à 50 km au large. Au-delà du plateau se trouve le talus continental, dont la profondeur passe de 200 m à 2000 m sur des distances typiques de 50 km. Ce talus forme la limite ouest du bassin profond

(1800 à 2400 m) et relativement plat (voir Figure 5.2.6-1). L'extrémité nord du bassin est alignée plein nord à un angle d'environ 60° par rapport à l'orientation généralement nord-ouest du rivage de l'île de Baffin. Par conséquent, une zone relativement plate se trouve plein est par rapport à l'entrée du goulet de Pond; sa profondeur varie de 700 à 900 m entre le talus continental et le bord en pente du bassin profond (deux zones convergentes).

Le plateau continental est divisé en segments distincts par de profonds canyons sous-marins qui s'étendent des goulets de l'île de Baffin au talus continenal. Le goulet de Pond peut-être considéré comme l'avancée de ce genre la plus septentrionale, les autres se trouvant au large du golfe Buchan, du goulet de Scott et des fiords débouchant sur la baie de Home. Nos connaissances actuelles de la bathymétrie de segments particuliers du plateau continental sont au mieux sommaires. Il semble y avoir des irrégularités considérables dans la bathymétrie des plateaux, notamment la présence de vastes hauts-fonds. Les plus importants de ces hauts-fonds sont les bancs Hecla et Griper, situés à plus de 10,5 km au large de la presqu'île Remote juste au sud du goulet de Scott. Ces bancs de 25 km de longueur, sont le lieu où échouent de nombreux icebergs. On a signalé d'autres hauts-fonds le long des plateaux continentaux, mais il reste à les sonder en détail.

L'englacement est généralement plus important dans la partie ouest de la mer de Baffin le long du rivage de l'île de Baffin. Des trouées apparaissent au nord et au sud avant le déglacement dans cette région. Normalement, la glace de mer y persiste tout le mois d'août. Les zones côtières, particulièrement celle de la baie Home, sont les dernières à se dégager. L'engel commence fin d'octobre et début novembre, ce qui limite la période des eaux libres à un peu plus de deux mois en moyenne.

Circulation établie d'après les dériveurs

Douze des dériveurs déployés plus au nord en 1978 et 1979 ont été poursuivis au sud du goulet de Pond en 1979, tandis que cinq autres l'ont été dans toute la région l'année précédente. Un dériveur de 1978 (numéro 370) a survécu à l'hiver 1978/1979 en un endroit situé à 120 km au nord de l'île Broughton et, après le dégel du début d'août, a continué sa route vers le sud, passant devant le cap Dyer fin août 1979.

Les vitesses des dériveurs ont été calculées dans trois sections qui se déploient depuis les parties spetentrionales et centrales de l'île de Baffin, comme le montre la Figure 5.2.6-2. Certaines de ces vitesses ont été mesurées en fonction de la marche de dériveurs à travers les glaces nouvellement formées (vitesse indiquées par un *), ce qui a peut-être donné des chiffres trop bas. Seize dériveurs ont traversé la section septentrionale (I) à une vitesse médiane de 22 cm/s, variant de 4 cm/s à 49 cm/s. Neuf de ces dériveurs se déplaçaient au-dessus du plateau continental,

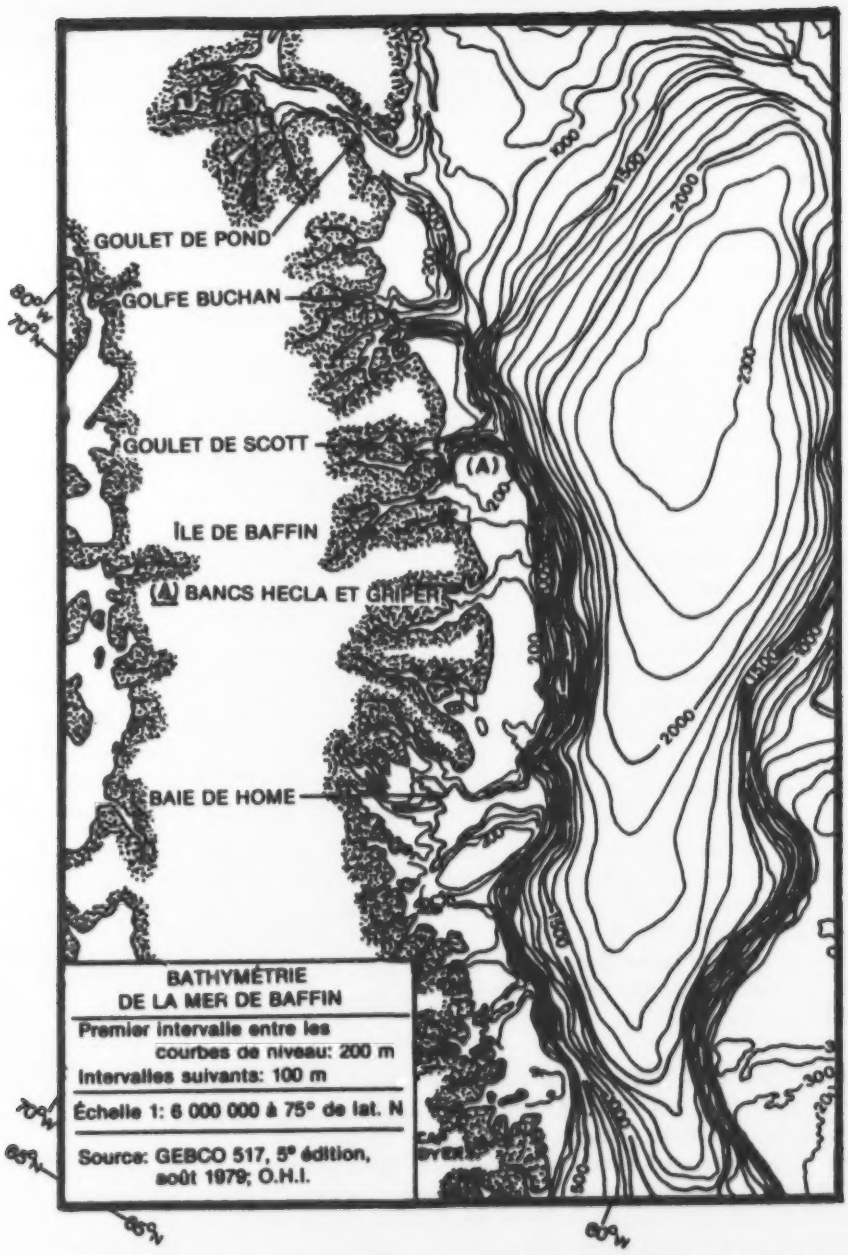


Figure 5.2.6-1 Bathymétrie de la mer de Baffin au large de la côte est de l'île de Baffin.

tandis que quatre se trouvaient au-dessus du talus continental et trois étaient loin au large, au-dessus d'un fond en pente douce. L'abondance relative des dériveurs qui sont passés au-dessus du plateau, comparativement à la région du talus, semble résulter d'une tendance de ces appareils à sortir de l'embouchure du goulet de Pond pour tourner vers la droite et s'engager dans les eaux moins profondes du plateau. Toutefois, les dériveurs situés au-dessus du talus continental ou du bord extérieur du plateau avaient tendance à se déplacer plus rapidement que ceux situés plus près de la côte ou plus au large dans les zones en pente plus douce. Ce phénomène apparaît clairement dans les vitesses calculées d'après le vecteur moyen sur des grilles qui avaient 0,1667 degrés de latitude (18 km) et 0,5 degrés de longitude (18 km à 71° de latitude), comme le montre la Figure 5.2.6-3.

La différence entre la vitesse du flux au-dessus du plateau et celle au-dessus du talus est plus prononcée pour la section II, qui se trouve au large du cap Adair. Là, la vitesse médiane est de 30 cm/s, variant d'un minimum de 8 cm/s à un maximum de 57 cm/s. Un examen des vitesses vectorielles moyennes pour les grilles des environs de la section II montre que, pour les grilles situées au-dessus du plateau, ces vitesses varient de 12 à 20 cm/s comparativement à une gamme de 24 à 30 cm/s pour les grilles situées exclusivement au-dessus du talus. La plus grande vitesse d'un dériveur passant par la ligne II (57 cm/s) a été mesurée au-dessus du talus continental. Outre la différence accrue entre les vitesses du courant au-dessus du talus et celles au-dessus dans la section II. Cela était dû au mouvement au large de quatre dériveurs (1959, 1963, 1976 et 1980) qui approchaient du flanc septentrional du plateau dans la section II. Au lieu de s'engager dans les eaux beaucoup moins profondes du plateau, elles ont avancé à peu près parallèlement à la bathymétrie locale en prenant le large au-dessus du talus continental. Ce résultat implique que la topographie locale influe peut-être de façon importante sur la trajectoire du courant de Baffin, comme l'a indiqué Muench (1971). Celui-ci a soutenu que la tendance des courants s'étendent jusqu'au fond à conserver leur tourbillon potentiel, force dépendante de la profondeur, pourrait être un facteur important. Toutefois, il est difficile de faire une évaluation quantitative à cause des incertitudes concernant l'ampleur du tourbillon relatif local. Il est certain que l'influence topographique n'est pas toujours le facteur dominant, comme l'indique le fort mouvement de pénétration au-dessus du plateau dans la section I et le mouvement de deux dériveurs au-dessus de plateau dans la section II.

Entre les sections I et III, huit dériveurs se sont échoués aux endroits montrés à la Figure 5.2.3-2. En outre, trois autres dériveurs sont tombés en panne au large, ce qui a réduit à quatre le nombre de ceux qui ont traversé la section III. Les dériveurs qui ont survécu sont passés par la section loin au large, à une vitesse médiane de 29 cm/s, variant d'un minimum de 20 cm/s à un maximum de 59 cm/s. Les dériveurs sont passés soit au-dessus du talus continental (2) soit au-dessus du bord extérieur du plateau (2).

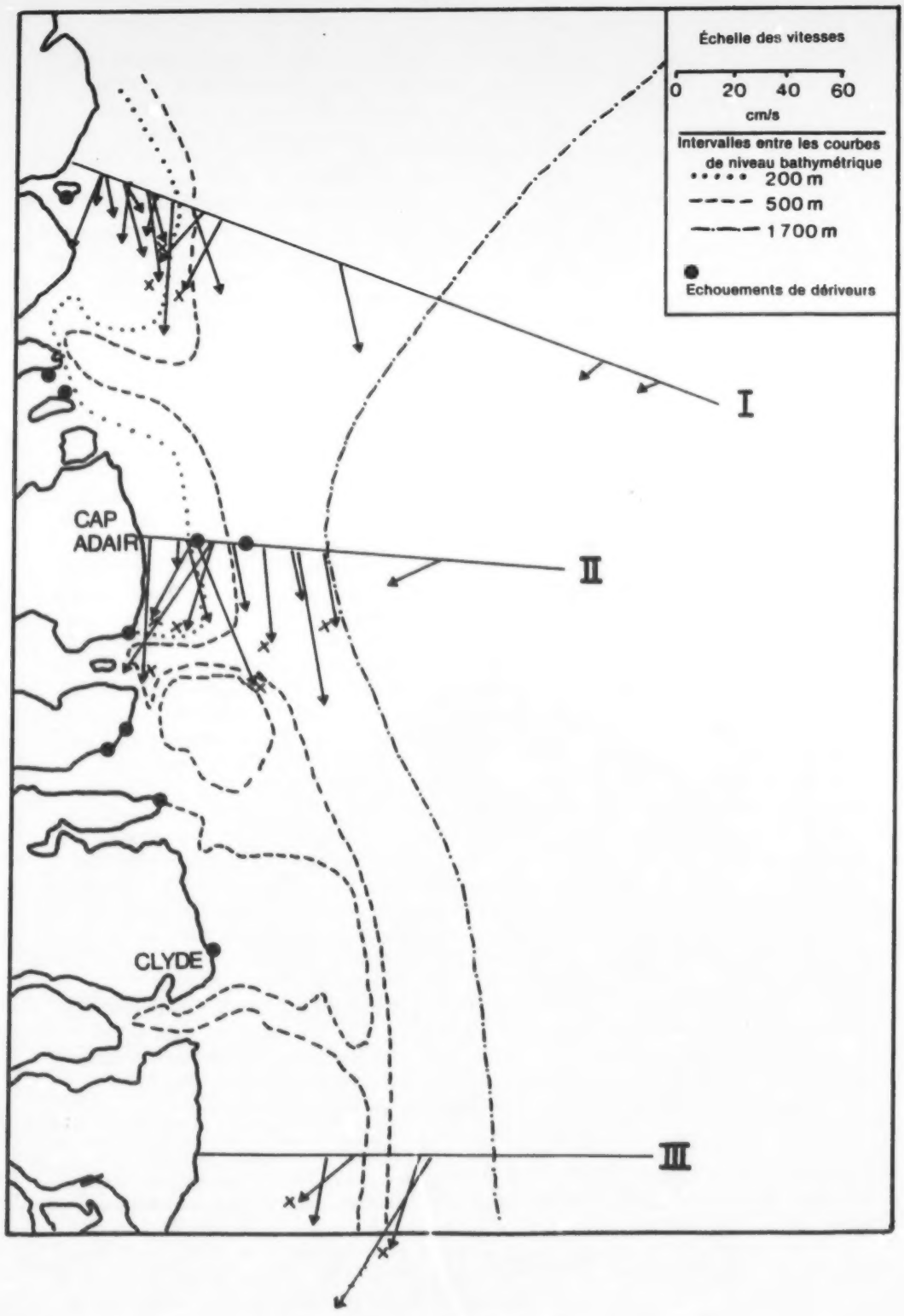


Figure 5.2.6-2 Courants quasi-superficiels mesurés par des dériveurs de 1978 et 1979 dans trois sections à l'est de l' ile de Baffin. Les vitesses marquées d'un (*) ont été mesurées pendant la formation de glace nouvelle.

Les cinq dériveurs qui sont entrés dans la zone située à l'est de l'île de Baffin à des distances de 100 km ou plus au large de l'embouchure du goulet de Pond se sont tous rapprochés du rivage au-dessus du talus continental avant d'atteindre la section III. Deux d'entre eux sont tombés en panne peu après avoir dépassé la section I à des distances de 43 km et 76 km du rivage, tandis que les trois autrs ont traversé la section III. Cette convergence des flux au-delà de 100 km du rivage avec les flux plus proches de la côte, phénomène qui a été remarqué entre les sections I et III, correspond à la convergence du côté nord-ouest en pente plus douce du bassin profond de la parite centrale de la mer de Baffin avec le talus continental au large de l'île de Baffin.

Au sud de la section III, de la baie de Home au cap Dyer, les données des dériveurs sont limitées en nombre. A la Figure 5.2.6-4, les trajectoires des dériveurs qui ont survécu sont superposées à la bathymétrie aplanie de la zone. Dans la baie de Home elle-même, deux dériveurs (466 et 1975) ont semblé suivre le talus et pénétrer dans la partie centrale profonde de la baie de Home, où ils sont tombés en panne. Deux autres dériveurs (1979 et 1980) sont passés plus au large de la baie de Home et sont restés au-dessus du talus, avançant régulièrement vers le sud; leurs vitesses moyennes lors de leur passage de la partie nord de la baie de Home au cap Dyer étaient 33 et 24 cm/s respectivement, avec un déplacement quotidien maximal de 62 cm/s. Le dériveur 370, qui était emprisonné dans les glaces depuis l'hiver précédent, s'est déplacé vers le sud un peu plus au large une fois la glace locale dégelée. Toutefois, ses déplacements étaient gênés par l'importante couverture glacielle restant plus proche du rivage, ce qui peut expliquer à la fois les plus grandes distances au large et la vitesse nette un peu moindre de 19 cm/s.

Configuration de la circulation d'après les données CTD

Dans le cadre de la présente étude, les relevés CTD le long de la côte est de l'île de Baffin ont été effectués à plusieurs occasions en 1978 et 1979. D'après les données de 1979, la partie barocline de la circulation superficielle a été déterminée à partir d'anomalies de hauteur dynamique calculées relativement à une profondeur de 300 m, comme le montre la Figure 5.2.6-5 pour les trois séries de données les plus complètes. Le choix d'un niveau de référence de 300 m limite la configuration de la circulation de la Figure 5.2.6-5 aux zones situées au-dessus du talus continental et du bassin central profond de la mer de Baffin, car le bord de la zone du plateau continental se trouve généralement en deçà de l'isobathe de 200 m. L'utilisation d'un niveau de référence peu profond est évité, car les erreurs d'une ampleur inacceptable peuvent résulter de la validité réduite de l'équilibre géostrophique présumé dans les zones peu profondes; à titre d'exemple, les échelles spatiales de la circulation peuvent être beaucoup plus courtes, ce qui augmente les termes inertiaux de l'équation du mouvement.

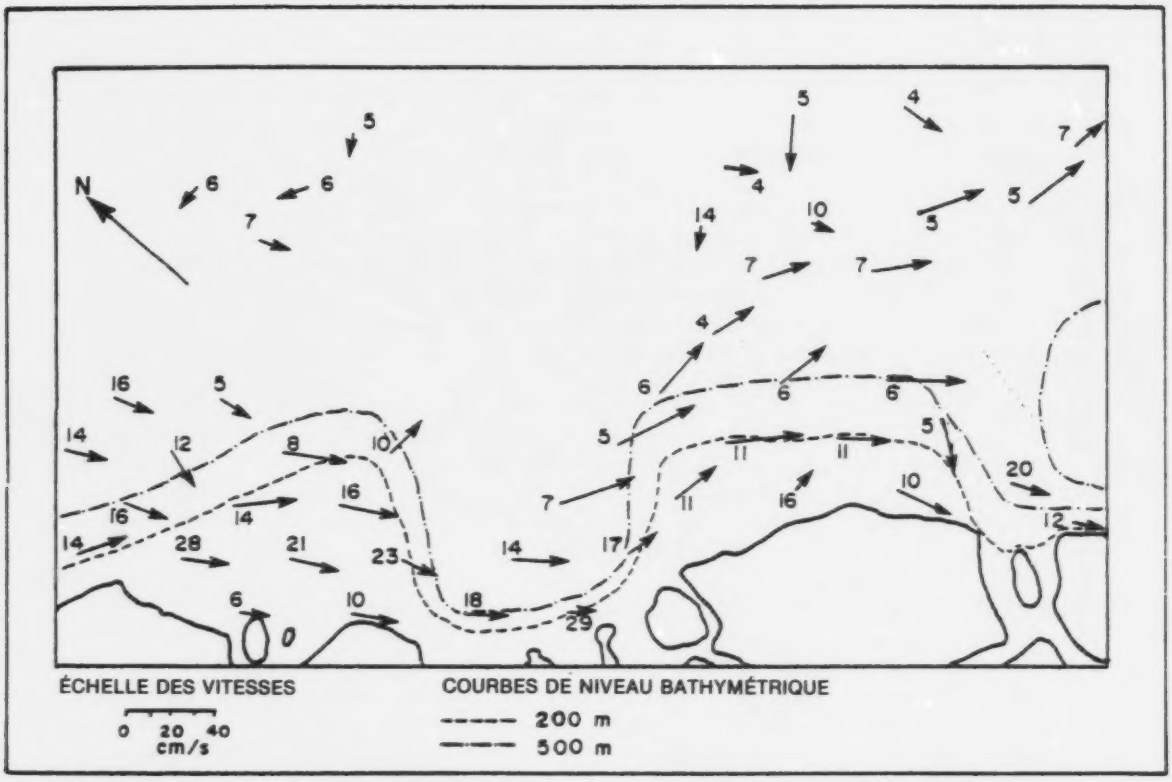


Figure 5.2.6-3 Vitesses calculées d'après le vecteur moyen à partir des données de dériveurs de 1979 au large de la côte est de l'île de Baffin.

La circulation dérivée des données CTD est plus rapide dans la partie côtière du talus continental, où les gradients de profondeur sont les plus forts comparativement aux parties du large en pente plus douce. Cela apparaît à divers degrés dans toutes les sections transversales des stations CTD qui se déploient au large de l'île de Baffin, du cap Jameson au cap Dyer.

Les topographies dynamiques de 1978 (Figure 5.2.6-6) montraient un accroissement de la vitesse en surface par rapport au niveau de 300 dbar pendant toute la saison estivale. La vitesse du noyau du courant au large du cap Jameson était de 12 cm/s entre le 12 et le 17 août 1978, 26 cm/s le 12 septembre, et de 26 cm/s le 3 octobre. Dans ce dernier cas, les vitesses du courant plus au sud (au large du cap Adair le 4 octobre) atteignaient 35 cm/s. En 1979, le courant au cap Jameson a eu tendance à ralentir: le 29 août, la vitesse du noyau était de 19 cm/s, tandis que, le 5 octobre, elle était de 10 cm/s. Une mesure prise antérieurement au cap Jameson (les 10 et 11 août) n'a révélé aucun flux de sens sud-est. La vitesse maximale en 1979, 29 cm/s, a été trouvée au large du cap Adair le 5 octobre.

La partie extérieure plus faible du courant de Baffin semble serpenter d'une section transversale à l'autre par rapport au rivage. Ce phénomène se voit dans la forme de la courbe de niveau 3,0 de l'anomalie de hauteur dynamique: pour les données CTD du 15 au 18 août 1978 CTD, cette courbe de niveau était plus large au cap Adair que dans les sections adjacentes, tandis qu'entre le 3 et le 9 octobre 1978 et entre le 4 et le 12 octobre 1979, la courbe du niveau était plus proche du rivage que dans les sections adjacentes. Des longueurs d'échelle de 60-100 km dans le sens du courant et de 35 à 40 km en travers du courant sont établies d'après la configuration de la circulation CTD. Toutefois, comme la longueur d'échelle apparente dans le sens du courant est comparable à l'espacement des sections CTD, les méandres ne seront peut-être pas établis de façon satisfaisante; les longueurs d'échelle réelles pourraient être plus courtes. D'autres indications de serpentement sont fournies dans les trajectoires des dériveurs 1975, 1979 et 1980, qui ont tous dérivé au large dans des profondeurs d'eau supérieures à 1000 m (voir Figure 5.2.6-7). Le serpentement de chaque trajectoire varie considérablement quant à l'emplacement, à la forme et à l'échelle, cette dernière variant de 40 à 120 km. Les vitesses des dériveurs mesurées dans les méandres varient également; pour les dériveurs 1975 et 1979, les vitesses typiques étaient de 10 cm/s et n'ont jamais dépassé 20 cm/s, tandis que le dériveur 1980 a atteint des vitesses de 40 cm/s dans sa marche vers le large. La variabilité de ces observations limitées indiquent qu'une base de données plus détaillée est nécessaire pour préciser les variations de la circulation en eau profonde à l'est de l'île de Baffin.

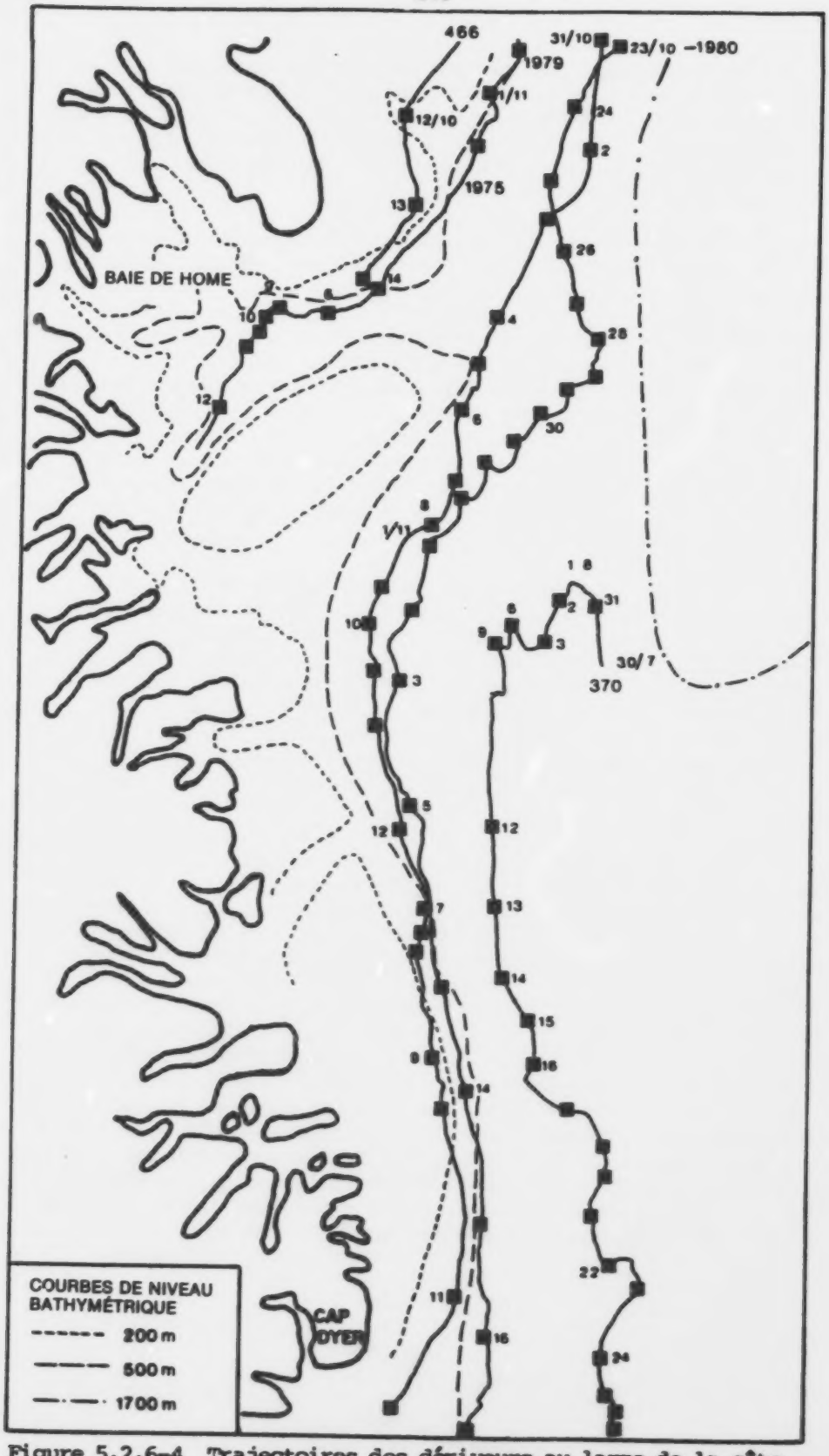


Figure 5.2.6-4 Trajectoires des dériveurs au large de la côte sud-est de l'île de Baffin ainsi que la bathymétrie simplifiée.

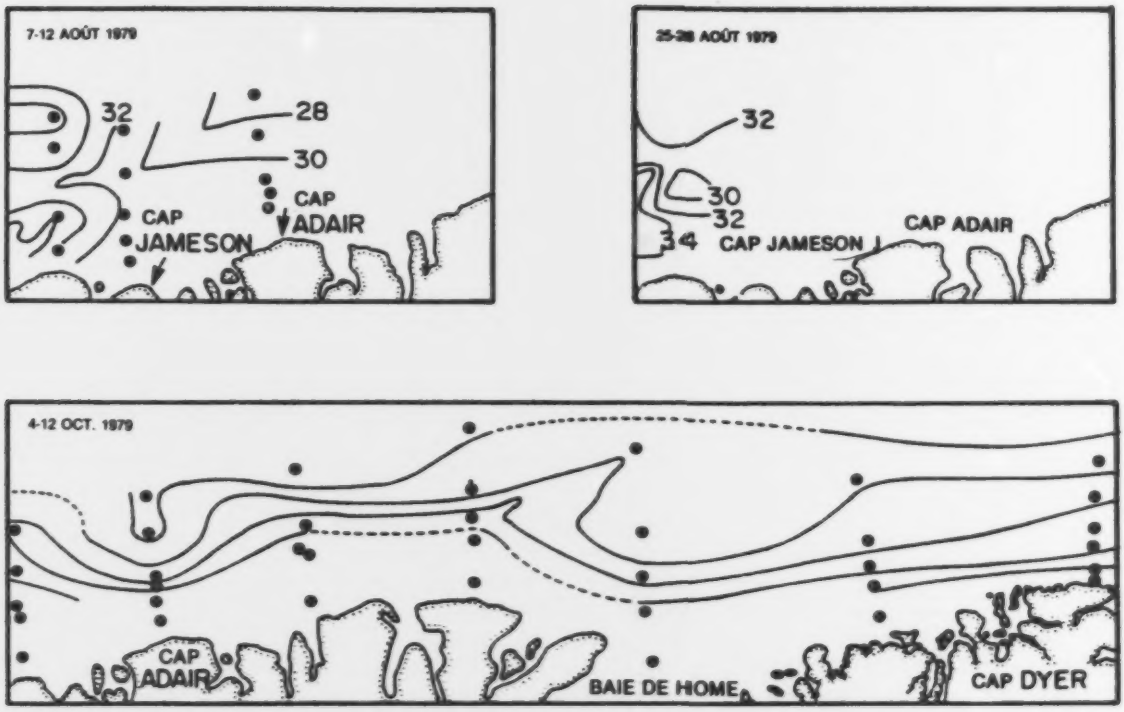


Figure 5.2.6-5 Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de 300 dbar selon les données CTD de 1979.

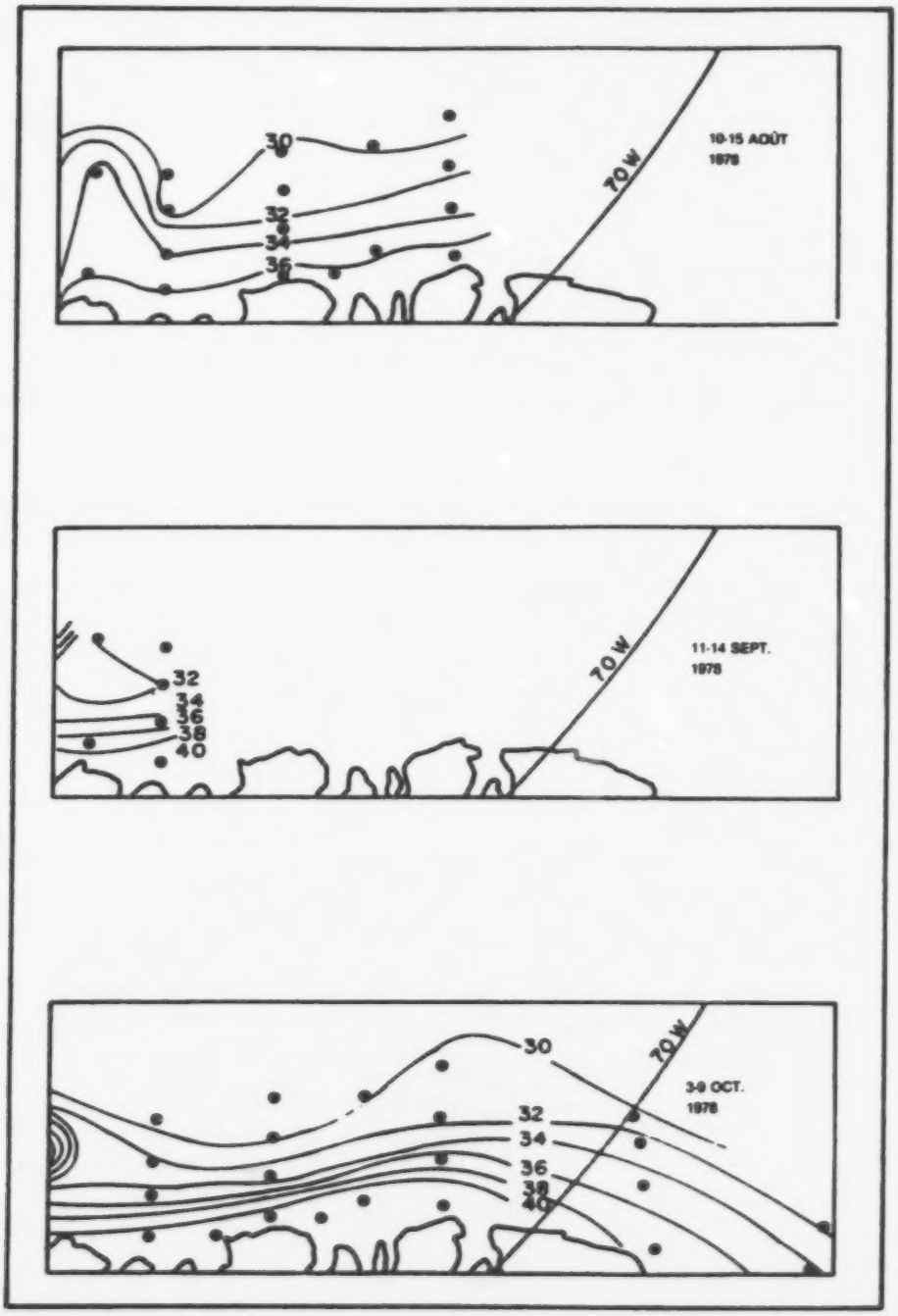


Figure 5.2.6-6 Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de 300 dbar selon les données CTD de 1978.

La présence d'eau plus douce décelée près de la surface aux stations CTD situées au-dessus du plateau et du talus indique que l'apport d'eau douce provenant du ruissellement terrestre et de la fusion de la glace de mer peut parfois engendrer un mécanisme moteur barocline pour la circulation de sens sud. Des salinités de surface de seulement 30,0 parties par millier ont été mesurées à des stations proches du rivage (12 km ou plus), comparativement aux salinités de surface de 32,0 parties par millier ou plus, généralement mesurées loin au large. Par suite de l'apport d'eau douce locale, un gradient de densité horizontal apparaît. Si l'on suppose qu'il en résulte un équilibre géostrophique simple, un courant de sens sud est nécessaire pour produire une force de Coriolis qui équilibre le gradient de pression interne dû au gradient de densité. La vitesse maximale du courant résultant varierait selon le rythme de l'apport d'eau douce, l'ampleur de sa dilution avec l'eau de mer en fonction de a profondeur de la distance au large et d'autres facteurs. Ainsi, il est difficile d'estimer l'ampleur de ces courants sans disposer de plus d'informations. Néanmoins, de simples calculs indiquent que ce mécanisme moteur pourrait jouer un grand rôle en certains points et lors d'importants apports d'eau douce.

Données des courantomètres

Quatre mouillages de courantomètres faits en 1978 et deux mouillages de courantomètres faits en 1979 fournissent des données sur les courants en séries chronologiques, données utiles pour délimiter les variations temporelles de la circulation. Les courantomètres mis à l'eau en 1978 ont été placés par paire le long des sections I et II mentionnées dans les exposés sur les données des dériveurs. La station 11 était située sur le plateau à seulement 10 km de son bord extérieur, tandis que la station 13 était située sur le talus au large de la zone la plus abrupte. Les stations 14 et 15 étaient situées toutes deux sur le talus continental au large du cap Adair, la station 14 n'étant qu'à deux kilomètres passé le bord du plateau.

Les vecteurs moyens à toutes les stations se dirigent vers les sud-est, alignés à moins de 20 degrés de l'orientation de la topographie locale (voir Figure 5.2.6-8 et Tableau 5.2.6-1). La distribution directionnelle montrée à la Figure 5.2.6-8 revèle des flux plus constants aux stations 14 et 15 situées au-dessus du plateau lui-même comparativement à la station 11 et particulièrment à la station 13, situées à des emplacements de gradients de profondeur moindres. Après avoir éliminé les variations des fréquences tidales, inertielles et supérieures au moyen d'un filtre numérique passe-bas (la moitié de l'amplitude passait à une période de trois jours), aucune inversion n'a été décelée à la profondeur de 35 m dans les courants ainsi filtrés aux stations 14 et 15. La même méthode appliquée aux données des stations 11 et 13 a révélé une période d'écoulement inversé d'une durée de trois jours ou plus à la station 11, et deux inversions de ce genre à la station 13. A tous les emplacements, les variations temporelles indiquées par les

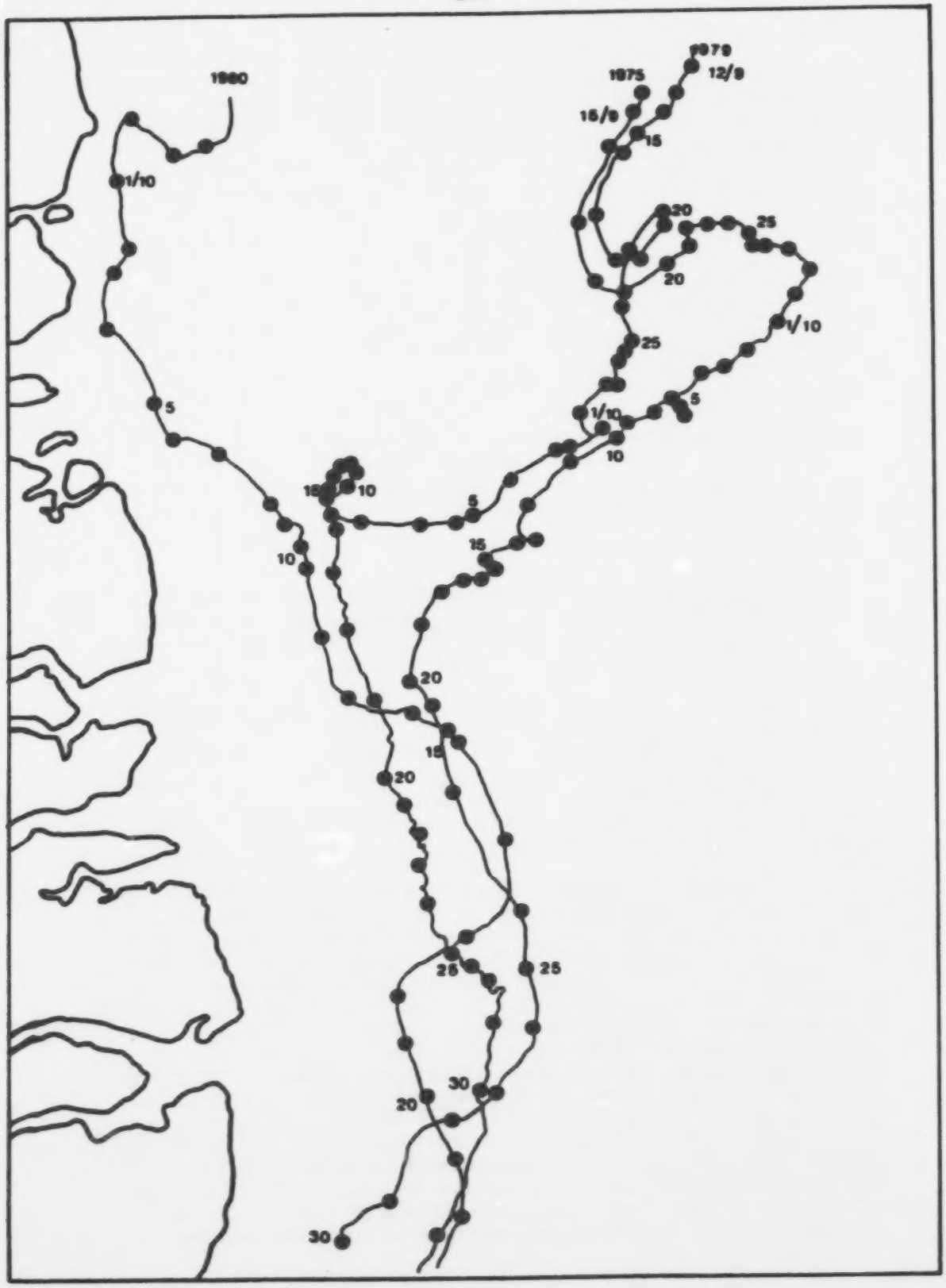


Figure 5.2.6-7 Trajectoires des dériveurs de 1975, 1979 et 1980 situées loin au large en été 1979.

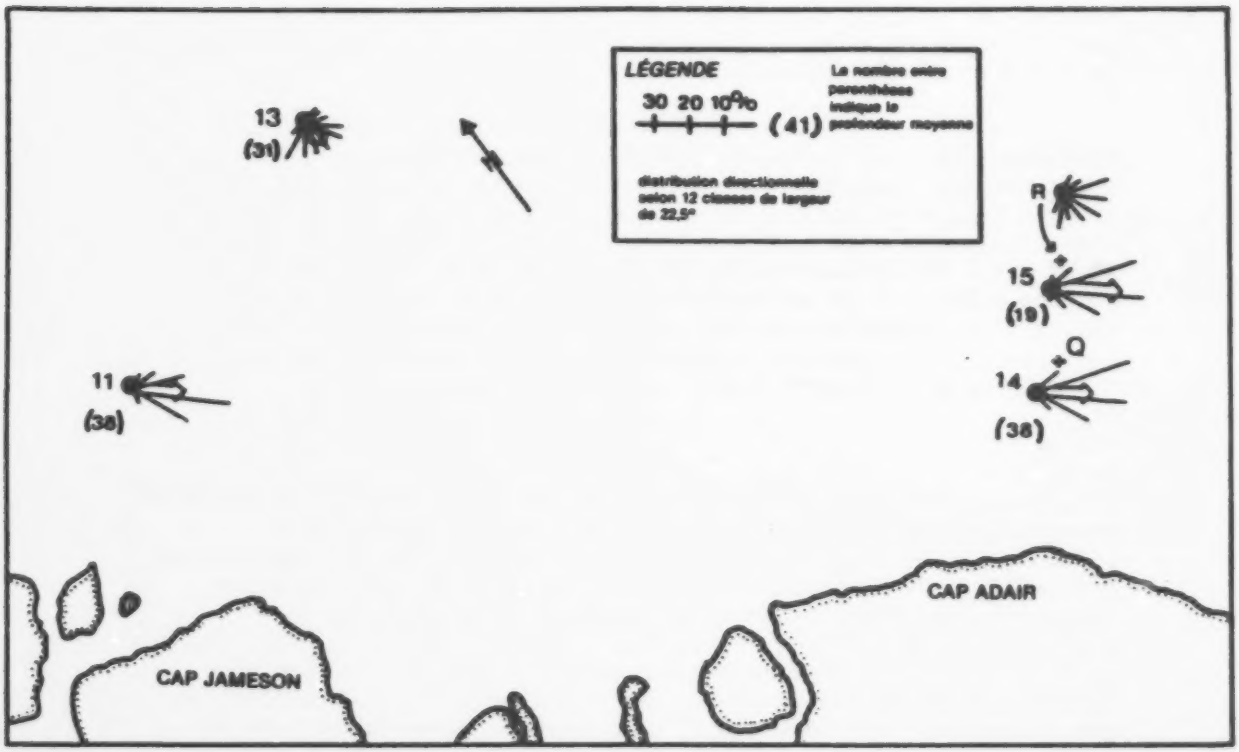


Figure 5.2.6-8 La distribution directionnelle des données des courantomètres à des profondeurs nominales de 35 m au large de la côte est de l'île de Baffin, août-septembre 1978.

données des courantomètres placés en haut étaient caractérisées par des variations synoptiques sur une large gamme d'échelles temporelles allant de trois jours à plusieurs dizaines de jours.

Selon les données des courantomètres, le courant de Baffin de sens sud-est semble s'étendre de la surface à des profondeurs d'au moins 500 m. A la station 14 et à la station R voisine, mises en service en 1978 et 1979 respectivement, un flux constant de sens sud-est a été mesuré à 500 m. A la station 13, le signal de détresse du courantomètre s'est éteint à 750 m de profondeur au cours de la période de mesure allant d'août 1978 à septembre 1979. Les données à cet emplacement et la profondeur sont connues pour la période allant d'octobre 1978 à juillet 1979. La vitesse vectorielle moyenne était de 2,8 cm/s et avait une direction de 23 degrés vrais. Toutefois, aux mois d'octobre, de novembre et de juillet, le flux net était de sens sud et présentait une bonne corrélation entre les fluctuations de basse fréquence dans les courants à 500 m et 750 m de profondeur. Egalement, 51% des données directionnelles d'août à septembre 1978 se situaient entre le sens sud-est et les sens sud-ouest. Ainsi, il semble probable que le courant de Baffin descend jusqu'à 750 m pendant de longues périodes de l'été et de l'automne.

La vitesse maximale du courant de Baffin mesurée aux stations Q et R a diminué en été 1979 comparativement à l'été précédent aux stations 14 et 15 voisines. La vitesse vectorielle moyenne à 35 m calculée à la station R n'était que de 7,1 cm/s comparativement à 20,9 cm/s à la station 15 située à 3 km vers le sud-ouest. Des baisses semblables ont été observées à 250 et 500 m de profondeur. A la station Q située à 5 km à l'est de la station 14, le courantomètre supérieur est tombé en panne; toutefois, les courants à une profondeur nominale de 125 m n'étaient que de 5,5 cm/s comparativement à 8,4 cm/s à la station 14.

Résumé

Le courant de Baffin de sens sud-est domine les mouvements des eaux de l'ouest de la mer de Baffin tout au long du rivage de l'île de Baffin. Des flux de sens sud à sud-est ont été mesurés sur une large gamme de distances à partir de la côte; des dériveurs poursuivis par satellite ont été observés dans leur marche vers le sud-est de 2 km à 230 km de la côte. Le noyau du courant est situé au bord du plateau continental et au-dessus des parties les plus abruptes du talus continental. Les vitesses près de la surface ont une valeur moyenne d'environ 30 cm/s dans le noyau du courant et dépassent parfois 60 cm/s. Plus au large, les vitesses diminuent; au bord extérieur du talus continental, les vitesses de 10 cm/s semblent les plus typiques, bien que des valeurs beaucoup plus grandes (jusqu'à 40 cm/s) aient, à l'occasion, été mesurées par les dériveurs. L'écoulement du large a tendance à serpenter un peu sur des distances de 35 km en travers du courant de 40 à 120 km. Les modes de serpentement ne sont pas permanents, mais varient en fonctions du temps et de l'endroit.

Tableau 5.2.6-1

Tableau des mesures des courantomètres en haut au large de la côte est de l'île de Baffin

Station	Profondeur moyenne (m)	Longueur record (jours)	Vitesse vectorielle moyenne (cm/s)	Direction de la vitesse (°T)	Vitesse moyenne (cm/s)	Vitesse max. (cm/s)	B (%)
Profondeur nominale: 35 m							
11	38	53	15.1	130	19.7	84.7	77
13	31	54	7.6	175	17.3	50.5	44
14	38	46	17.1	131	19.6	56.7	87
15	19	51	20.9	132	24.0	63.4	87
R	(35)	54	7.1	156	12.8	48.8	55
Profondeur nominale: 125 à 250 m							
11	126	47	4.7	134	8.5	40.4	55
13	254	54	4.8	180	7.8	27.8	62
14	126	52	8.4	139	10.2	32.6	82
15	234	51	10.9	126	11.4	37.6	96
Q	163	54	2.6	114	5.8	19.4	45
R	(250)	54	5.5	130	8.5	48.3	65
Profondeur nominale: 500							
13	507	54	3.5	168	7.2	24.4	49
15	479	51	9.6	125	10.4	34.0	92
R	485	54	6.7	127	7.6	29.2	88
Octobre 1978 - juillet 1979							
13	31	309	5.7	167	8.1	43.2	70
13	263	309	3.1	179	6.6	23.2	47
13	(500)	305	2.2	201	5.7	26.4	39
13	748	309	2.8	23	5.4	22.2	52

La configuration de la circulation est influencée par la topographie le long des plateaux et des talus continentaux, comme le montre la manière dont le noyau du courant suit les régions du talus. Sur les plateaux, le flux net est réduit, avec des vitesses vectorielles moyennes de 12 à 20 cm/s. Les vitesses des courants au-dessus du plateau peuvent être considérables: la plus grande mesurée dans cette région, 85 cm/s, a été observée à la station 11, située au-dessus du plateau. Toutefois, les vitesses au-dessus des plateaux sont plus variables que celles au-dessus du talus, ce qui réduit les mouvements nets.

Dans les courants apparaissent des variations temporelles considérables, notamment de grandes variations synoptiques dont les périodes, en rapport avec le courant de Baffin lui-même, varient de trois jours à plusieurs dizaines de jours. Des oscillations inertielles appréciables atteignant 30 cm/s peuvent se produire (section 5.5) dans cette zone. Même des variations de plus longue période dans les courants peuvent revêtir de l'importance, comme l'indique la réduction, par un facteur 3, dans les courants estivaux au-dessus du talus continental au large du cap Adair, entre 1978 et 1979.

5.2.7 Secteurs ouest et centre du détroit de Lancaster

Introduction

La présente section porte sur la circulation en surface dans les secteurs ouest et centre du détroit de Lancaster, entre l'île Prince-Léopold et la baie Croker. Toute cette région est située à l'ouest du courant instrusif décrit à la section 5.2.3 et elle a des caractéristiques bien particulières sur le plan de la circulation. Nous ne disposons que de peu de mesures conrantométriques dans cette région et, en outre, celles qui existent ont été obtenues près de la frontière est. Les régimes de circulation ont été établis principalement à partir des données fournies par les dériveurs et aussi à partir d'un certain nombre de mesures de la masse d'eau (des mesures CTD à l'ouest de la baie Croker n'ont été effectuées qu'une fois en 1979 et pas du tout en 1978). Les données obtenues par des dériveurs suivis par satellite ont été accumulées en 1979 alors que 14 dériveurs ont traversé une partie ou l'autre de la région étudiée, et en 1977 alors que six de ces dériveurs déployés dans le détroit de Barrow et dans le détroit de Lancaster ont emprunté cette partie du détroit de Lancaster (Fissel et Marko, 1978). Aucun dériveur n'a été mis à l'eau dans cette partie du détroit en 1978 et aucun n'y a pénétré par l'est.

Circulation superficielle - résultats antérieurs à 1979

Des études antérieures (Dunbar 1951; Bailey 1957; et Collin 1962) ont permis d'établir, principalement à partir de mesures des masses d'eau, un régime complexe de circulation de l'eau dans la portion ouest du détroit de Lancaster, comprenant à la fois des courants vers l'est et des courants vers l'ouest. La Figure

5.2.7-1 a) indique quels étaient les courants de surface en 1954, calculés par Bailey (1957), tandis que la Figure 5.2.7-1 b) montre le régime de circulation tracé à partir des mesures effectuées par Collin en 1956 et 1957 (Collin, 1962). La Figure 5.2.7-1 a) montre l'existence d'un large courant vers l'est occupant la majeure partie de la portion ouest du détroit de Lancaster, alors que la Figure 5.2.7-1 b) montre une série complexe de courants est et ouest opposés, au centre du chenal. La vitesse vectorielle moyenne des dériveurs mis à l'eau en 1977 (Figure 5.2.7-2) confirme aussi la complexité de la circulation dans le secteur ouest du détroit de Lancaster. Fissel et Marko (1978) ont résumé les données de la façon suivante:

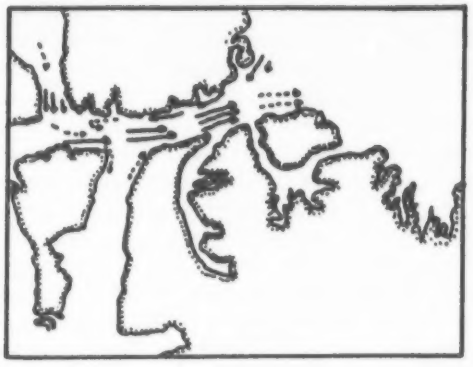
> "...ce qui indique assez nettement l'existence de courants vers l'est près du côté sud du détroit de Lancaster et vers l'ouest près du côté nord... les courants étant souvent déviés... et associés à des tourbillons... au milieu du détroit... les tourbillons observés avaient 30 à 60 km..."

On observe dans les trois Figures (5.2.7-1 a), -1 b), et 5.2.7-2) l'existence d'un courant intrusif dans le goulet Prince-Régent.

Les données antérieures montrent clairement que le régime de circulation est complexe, avec des courants en direction est et d'autres en direction ouest, en plus de la présence de tourbillons et de remous. Bien qu'elles soient loin d'être aussi détaillées que celles collectées dans l'est, les données de 1979 peuvent apporter quelques renseignements supplémentaires.

Circulation en surface - données de 1979

Les données de 1979 sont constituées des relevés de 14 dériveurs, mis à l'eau entre le 23 août et le 14 septembre 1979 et des mesures de CTD obtenues sur les lignes 7 à 10, entre le 24 août et le 6 septembre 1979. La ligne 7 a été reprise à nouveau le 13 septembre 1979. La Figure 5.2.7-3 montre la configuration dynamique des eaux superficielles par rapport au niveau 175 mètres dans le cas des stations visitées entre le 24 août et le 6 septembre 1979. Il ne semble pas y avoir de courants continuels vers l'est dans le chenal principal, à l'exception d'un courant provenant du goulet du Prince-Régent, dont la présence a été notée le long de la rive sud jusqu'au goulet de l'Amirauté. Un écoulement vers l'est apparaît le long de la rive nord, à l'est du 87°O, séparé de l'écoulement le long de la rive sud par une bande d'eau en mouvement vers l'ouest. A l'ouest du 87°O, l'écoulement du côté nord se fait vers l'ouest et il est séparé du courant dirigé vers l'est par une bande d'eau s'écoulant en direction sud. On note encore la présence d'un courant pénétrant dans le goulet du Prince-Régent, qui avait déjà observé par Collin (1962), et par Fissel et Marko (1978). Les Figures 5.2.7-4 et 5.2.7-5 montrent des coupes transversales du détroit le long de la ligne 7 (à la longitude 84°40' O) le 24 août



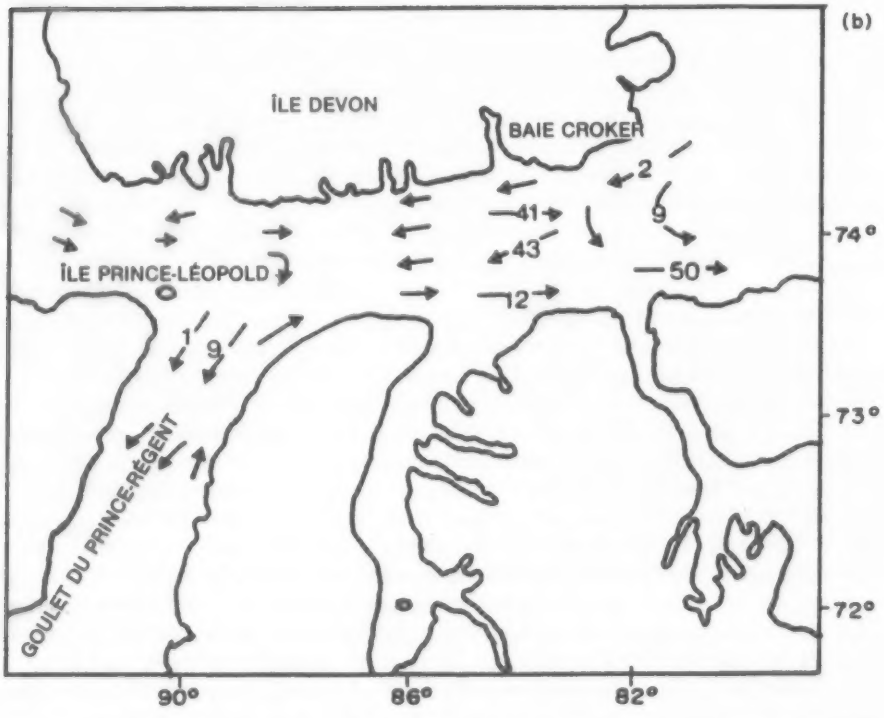


Figure 5.2.7-1 Courants superficiels dans le secteur ouest du détroit de Lancaster, tels que calculés par a) Bailey (1957) et b) Collin (1962).

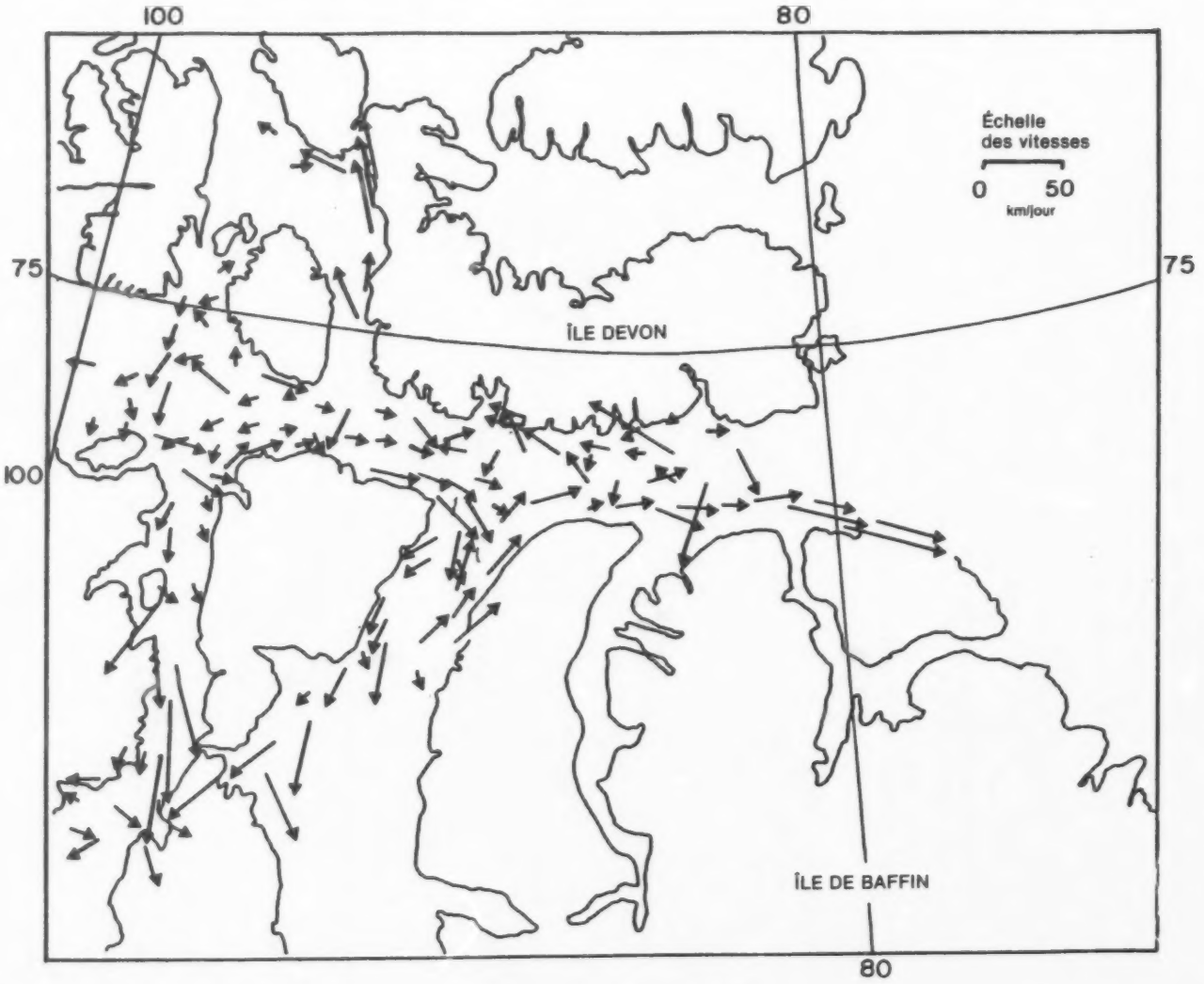


Figure 5.2.7-2 Vitesses vectorielles moyennes de toutes les mesures effectuées en 1979 dans la portion est du détroit de Parry. Les moyennes vectorielles sont obtenues en traçant des rectangles 0,2 degré de latitude et 0,8 degré de longitude (Fissel et Marko, 1978).

et le 13 septembre 1979 respectivement. Celle du 24 août contribue à la configuration dynamique représentée sur la Figure 5.2.7-3; elle révèle l'existence d'un courant vers l'est dans la partie sud (entre les stations 7a et 7b), le courant opposé dans le centre du chenal (entre les stations 7b et 7c), et le courant en direction est de la partie nord (stations 7c à 7e). La Figure 5.2.7-5 reprend le même profil le 13 septembre. La bande constituant l'écoulement vers l'ouest s'est considérablement affaiblie, laissant place à une tendance vers l'est sur l'ensemble du détroit. D'autres estimations concernant les variations de la circulation dans cette région au cours de 1979 devront être effectuées à partir des relevés des déplacements des dériveurs de surface.

La Figure 5.2.7-6 montre comment est constitué le champ des courants tracés à partir des déplacements de tous les dériveurs lancés en 1979 qui ont franchi cette partie du détroit. Chaque flèche représente la vitesse vectorielle moyenne de tous les dériveurs qui ont franchi les mailles de 0,50° degré de longitude et de 0,167° degré de latitude et dont le centre correspond à l'origine de chaque vecteur. L'échelle des vitesses est de 4,33 cm/s par mm. La figure réunit les données du 12 août au 29 octobre 1979.

Le champs de courants de la Figure 5.2.7-6 est très désorganisé et n'indique la présence d'aucun écoulement important et bien établi, pas plus qu'il ne révèle d'indice clair d'un écoulement net dans l'une ou l'autre direction. Par ailleurs, ce champ de courants n'a aucun caractère synoptique puisqu'il est représentatif de données recueillies sur une période de trois mois. A supposer que le champ ne soit pas constant, il se peut que des caractéristiques importantes aient été cachées. La figure montre cependant qu'il n'y avait aucun écoulement continu et localisé dans cette partie du détroit de Lancaster, contrairement à ce qu'on observe dans les régimes de la portion est du détroit. S'il y aun écoulement continuel d'eau d'une extrémité à l'autre du détroit. S'il y a un écoulement continuel d'eau d'une extrémité à l'autre du détroit, il doit se déplacer périodiquement et se perd dans les valeurs moyennes.

Les Figures 5.2.7-7 a), b) et c) montrent les vecteurs de vitesse moyenne des dériveurs entre le 23 août et le 30 du même mois, entre le 31 août et le 12 septembre et entre le 13 septembre et le 29 octobre 1979. Nous avons peu de données pour tracer la Figure 5.2.7-7 a); en fait, il n'y en a pas assez pour couvrir l'ensemble du détroit. Ainsi, le courant vers l'est de 22 cm/s au milieu du chenal, au nord de la presqu'île de Brodeur, n'est établi qu'à partir d'un seul dériveur (1952), qui a ensuite mis le cap sur le nord et s'est échoué sur l'île Devon. Il se peut qu'il ait existé une bande dans laquelle l'écoulement se faisant en direction est entre la trajectoire suivie par le dériveur 1952 et la côte de la presqu'île de Brodeur, comme semble indiquer la configuration dynamique présentée à la Figure 5.2.7-4; cependant, nous manquons de données pour confirmer le fait.

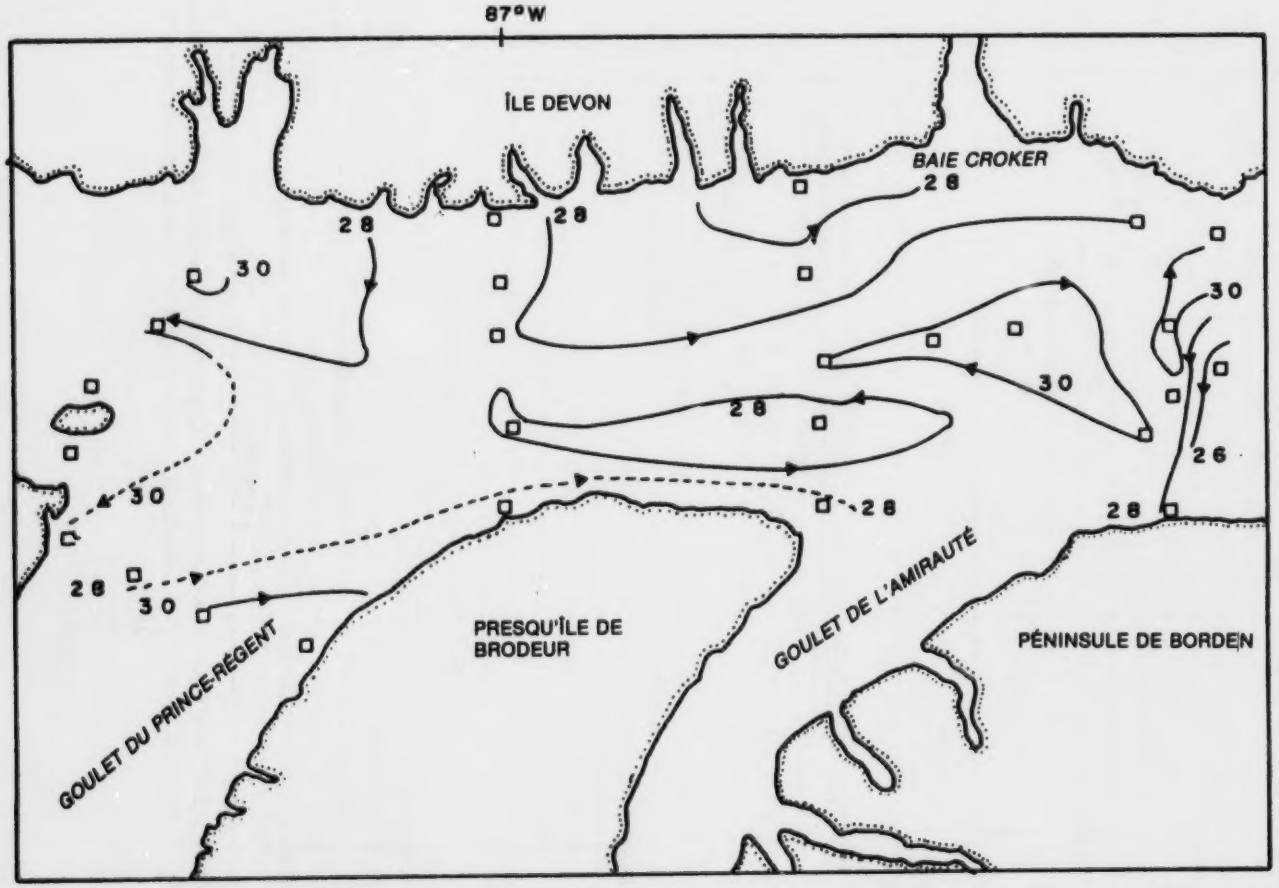
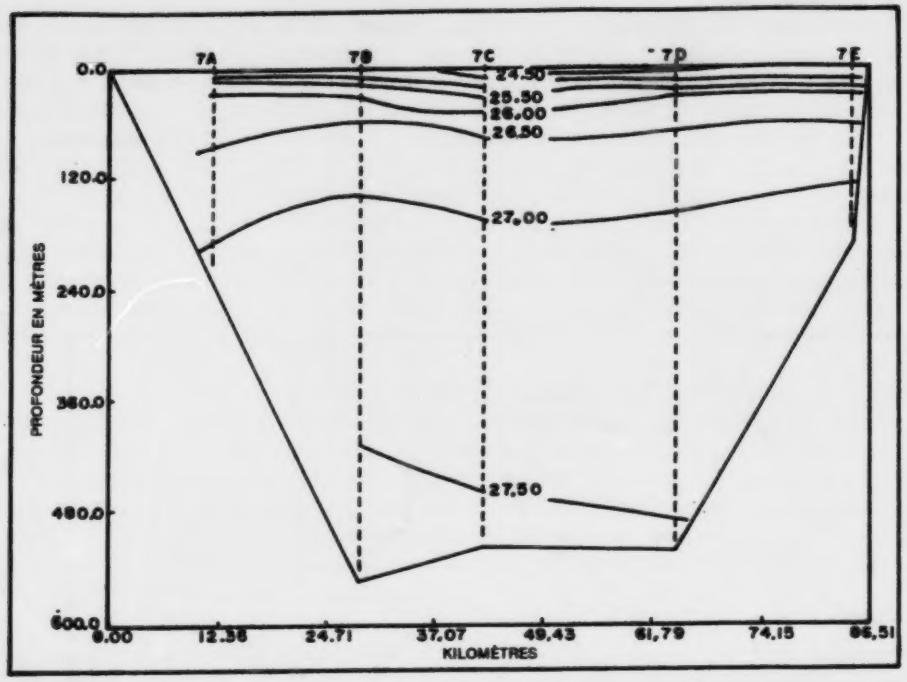


Figure 5.2.7-3 Configuration dynamique de la surface par rapport à la courbe de niveau de 175 dbar, du 24 août au 6 septembre 1979. L'écart entre les courbes de niveau est de 2 cm (hauteur dynamique).



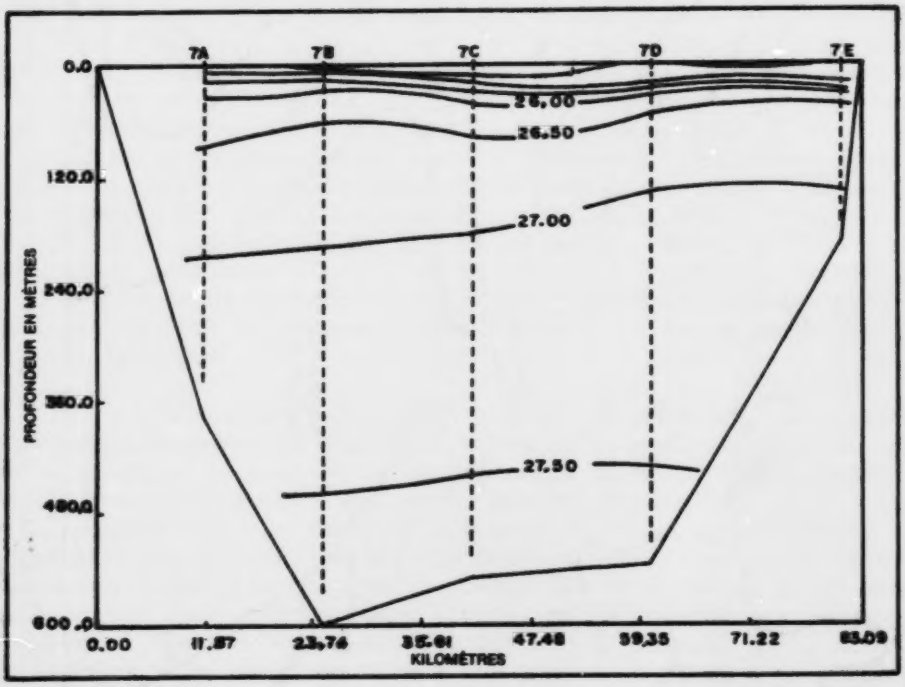


Figure 5.2.7-4 et 5 7-4 section t_7, ligne 7, 24 août 1979; et 7-5: section t_7, ligne 7, le 13 septembre 1979.

Du côté nord (à l'ouest de 88°), l'écoulement en direction ouest, d'environ 15 cm/s, est aussi présent, comme le suggère la Figure 5.2.7-3. La Figure 5.2.7-7 b), du 31 août au 12 septembre, montre bien l'existence d'un courant continuel en méandres, en direction est et d'une vitesse moyenne de 35 cm/s, qui persiste jusqu'à ce qu'il se heurte à la zone complexe de courants juste à l'ouest de la masse d'eau pénétrant dans le goulet. Il est à noter qu'il y a eu un certain mouvement vers l'ouest au large de la presqu'île de Brodeur et que la dérive vers l'est s'est produite au centre du chenal. Le dériveur 1970, lancé dans le chenal entre l'île Prince-Léopold et l'île Somerset, s'est déplacé du côté ouest du goulet du Prince-Régent à la vitesse moyenne de 30 cm/s. La Figure 5.2.7-7 c) donne les vitesses vectorielles moyennes obtenues entre le 13 septembre et le 20 octobre 1979. L'écoulement vers l'est est confiné à la moitié nord du chenal et il est séparé de la rive de l'île Devon par une bande d'eau s'écoulant vers l'ouest. A l'intérieur du courant en direction est, des vitesses s'échelonnant entre 17 et 40 cm/s ont été enregistrées alors que dans la bande plus étroite à l'ouest, elles étaient inférieures à 17 cm/s. Il n'y a aucun écoulement clairement discernable du côté sud, mais seulement une série de boucles et de remous.

Quand on examine le régime d'ensemble des courants tel qu'il peut être établi à partir des champs de vitesses vectorielles moyennes des dériveurs (Figures 5.2.7-7 a-c) et des données CTD de la Figure 5.2.7-3, il ne se dégage aucun régime permanent d'écoulement en surface. En tout point du chenal, l'eau peut se déplacer dans n'importe quelle direction, les seules exceptions apparentes étant apparemment les entrées des goulets importants du côté sud, où les courants intrusifs sont communs.

Puisque la circulation dans cette portion du détroit de Lancaster est désorganisée à ce point, on doit se demander s'il y a bien un écoulement net en surface, c'est-à-dire s'il est probable que l'eau d'une parcelle donnée du détroit subisse un déplacement à long terme; dans l'affirmative, on doit se demander dans quelle direction. Que l'on considère les 12 dériveurs mis à l'eau en 1979. Leurs trajectoires sont données aux Figures 5.2.7-8 a) à c), qui donnent la trajectoire de tous les dériveurs mis à l'eau dans cette région, mais aux périodes paraissant aux Figures 5.2.7-7 a) - c). Six des dériveurs ont été largués entre 84°O et 86°O. Trois ont quitté le détroit par l'est (c'est-à-dire qu'ils ont franchi la ligne réunissant la Baie Croker au cap Charles Yorke dans la région du courant intrusif) et ne sont pas revenus. Quant au trois autres, l'un s'est dirigé vers l'ouest au-delà du 86°O, a probablement été arrêté par de la glace et par la suite, a été entraîné vers l'est; le deuxième s'est dirigé vers l'est après avoir lentement tourné en rond (lui aussi était entouré de glace à ce moment-là), alors que le troisième n'a montré aucune tendance nette à se diriger vers l'est ou l'ouest et s'est échoué sur les rives de la presqu'île de Brodeur.

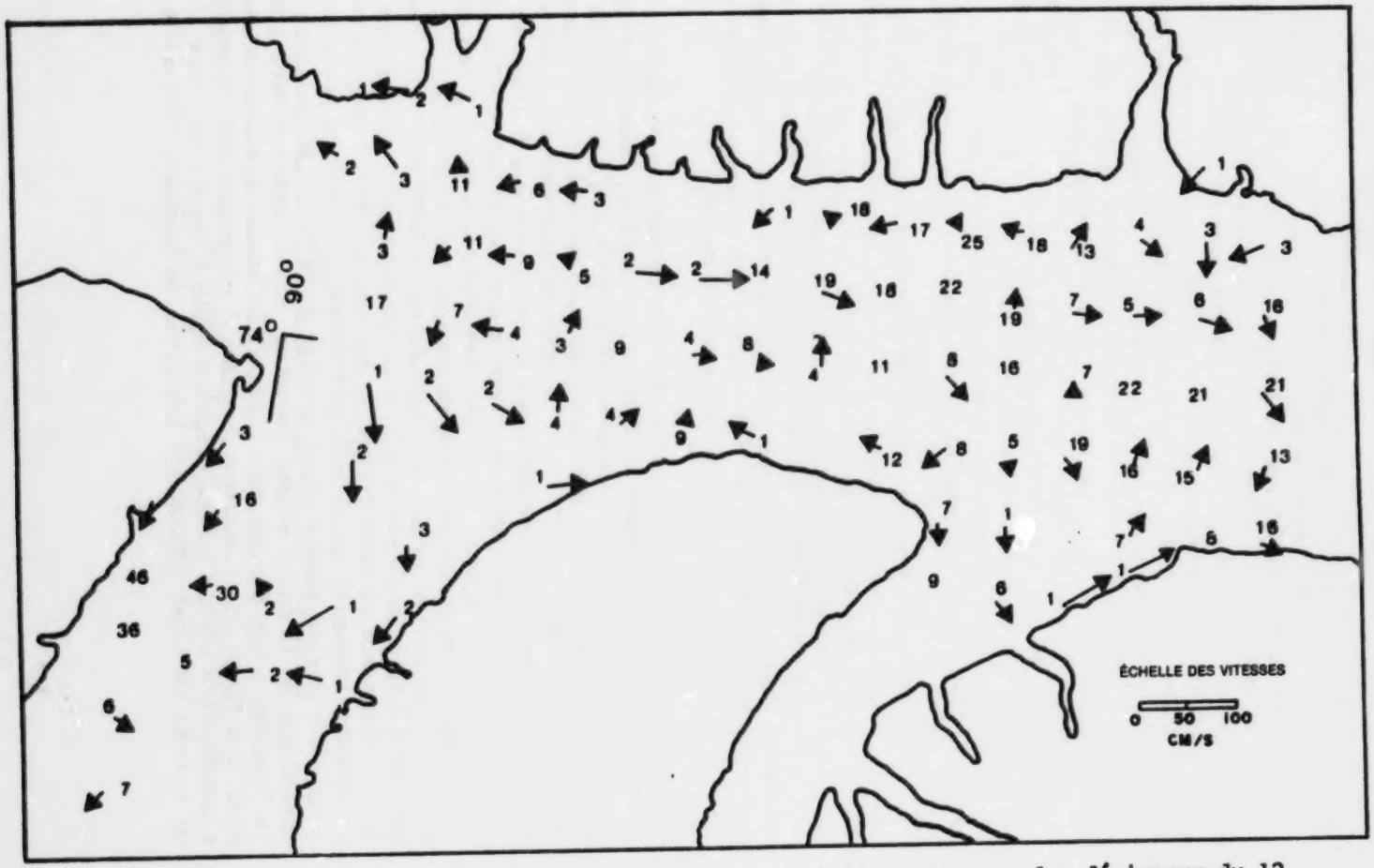
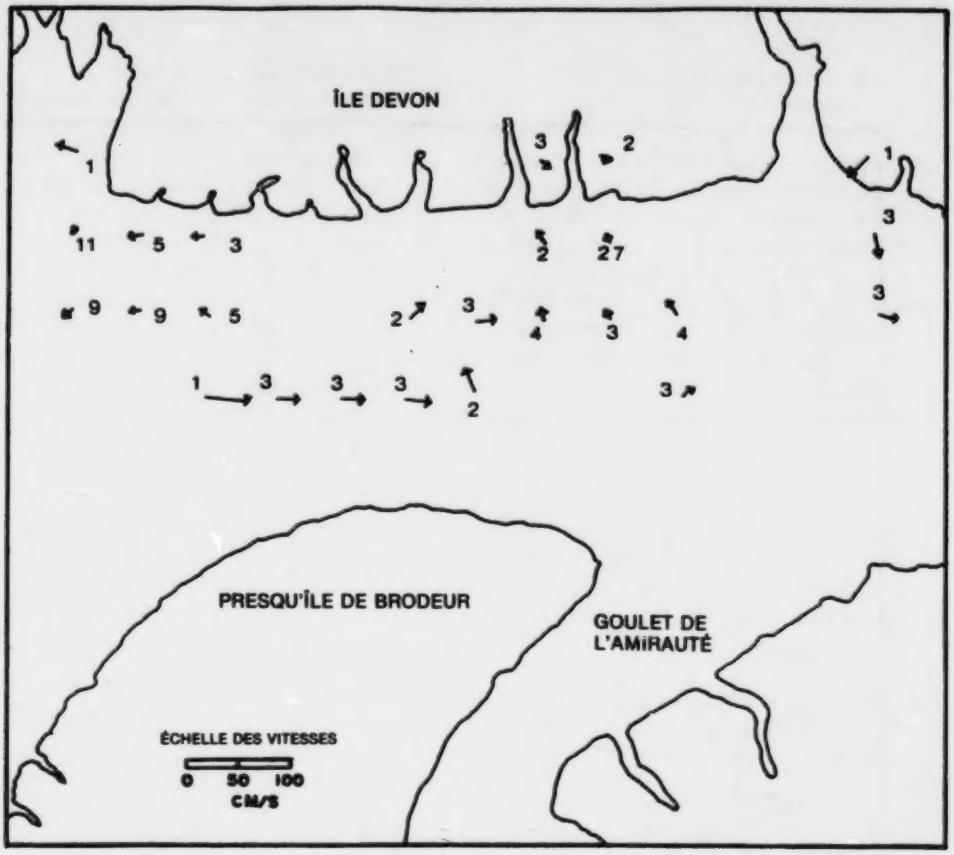


Figure 5.2.7-6 Graphique de l'ensemble des vitesses vectorielles moyennes des dériveurs du 12 août au 29 octobre 1979.



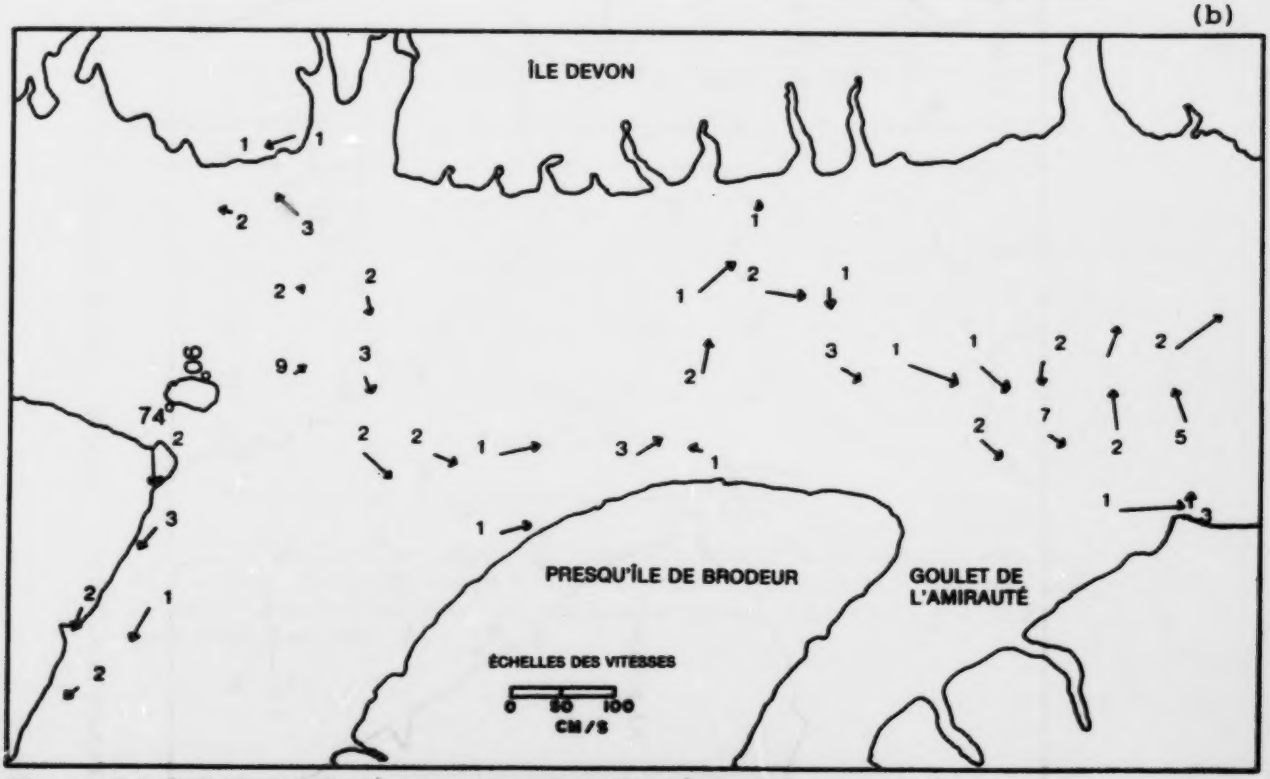


Figure 5.2.7-7 a) et b) Vitesses moyennes des dériveurs: a) du 23 au 30 août; b) du 31 août au 12 septembre.

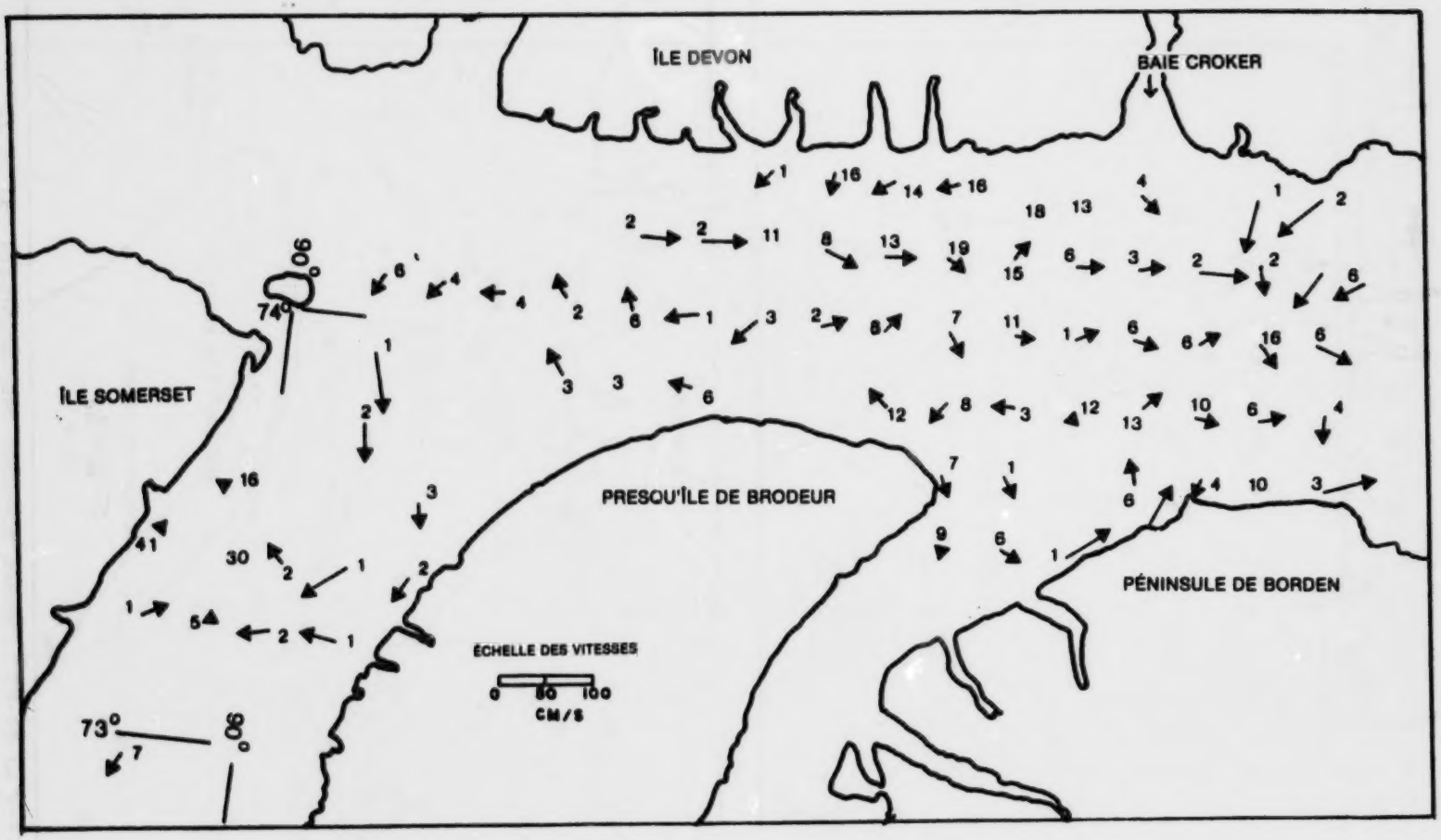


Figure 5.2.7-7 c) Vitesse moyenne des dériveurs, du 13 septembre au 29 octobre 1979.

Les deux dériveurs largués du côté nord du détroit, à l'ourest du 88° O, se sont dirigés vers l'ouest d'un mouvement régulier tout en restant du côté nord du détroit (Figures 5.2.7-8 a) et b), alors qu'un autre largué à la même longitude, mais au centre du chenal, s'est d'abord déplacé vers l'est avant d'emprunter la direction nord et de s'échouer sur les rives de l'île Devon. Le dériveur 1955 a été largué du côté sud du chenal à cap York (87° O de longitude) et s'est dirigé vers l'est jusqu'au 82° O avant d'inverser sa course et de revenir du côté sud jusqu'au 84° O. Les deux dériveurs largués près de l'île Prince-Léopold ont tous deux emprunté le goulet du Prince-Régent; celui qui avait été largué à l'est de l'île est passé deux fois devant l'embouchure du goulet avant de s'y engager. A ce moment-là, l'embouchure était couverte aux 3/10 par la glace, ce qui a pu influencer sa trajectoire.

Il semble bien y avoir une tendance nette vers l'est, c'est-à-dire que la plupart des dériveurs qui n'ont pas échoué ont quitté le détroit par l'est. Ce fut le cas de six des douze dériveurs (notamment 5 des 6 largués entre le 84°O et le 86°O. Le seul mouvement continu vers l'ouest s'est produit du côté nord du détroit, à l'ouest du 88°O.

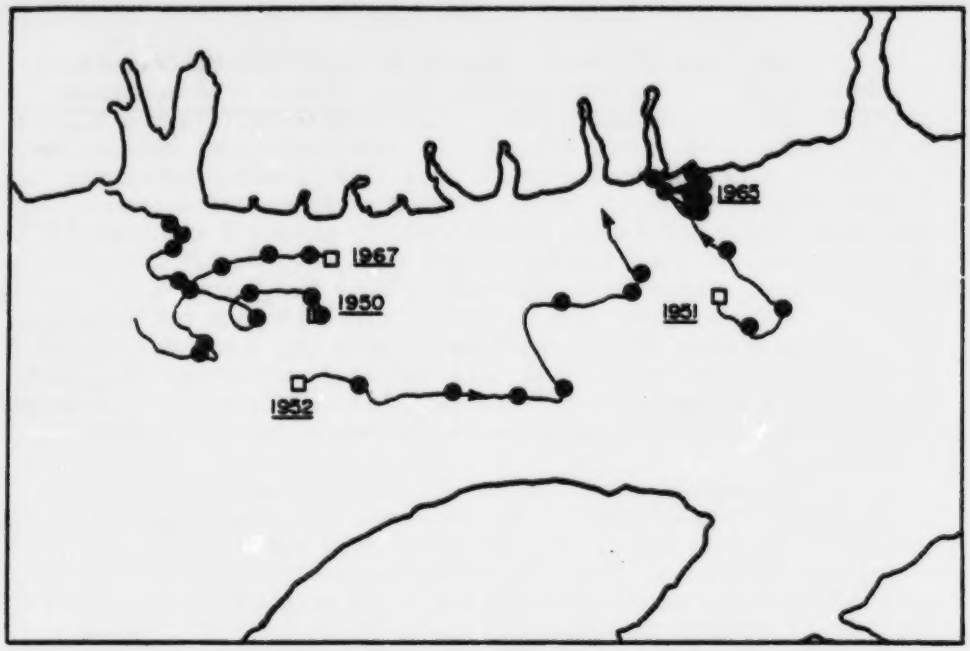
Plusieurs des dériveurs ont fait de grandes boucles au nord de la presqu'île de Brodeur. Le Tableau 5.2.7-1 fournit quelques détails concernant les tourbillons correspondants, dont l'emplacement est donné sur la Figure 5.2.7-9.

Tableau 5.2.7-1

Caractéristiques des tourbillons - Portion ouest du détroit de Lancaster

Diamètre moyen (km)	Sens de la rotation	Période (Jours)
26	Cyclonique	10
25	Cyclonique	5
30	Anticyclonique	5
25	Cyclonique	6
30	Anticyclonique	4
20	Cyclonique	8

Le diamètre moyen de tous les tourbillons décrits est de 26 $\pm$ 4 km. Certains avaient une rotation cyclonique, d'autres, une rotation anticyclonique. La période moyenne était de 6 $\pm$ 2 jours dans tous les cas.



(a)

(b)

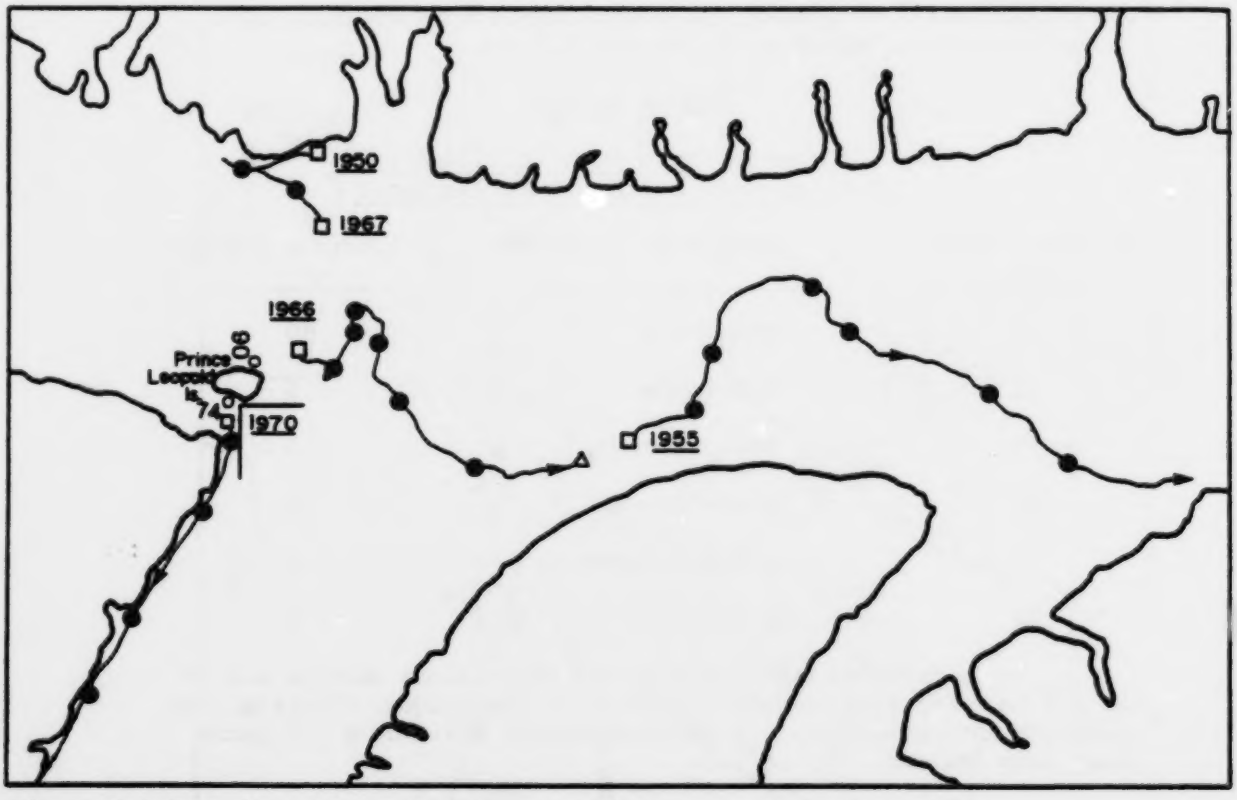


Figure 5.2.7-8 a) et b) Trajectoires des dériveurs, a) du 23 au 30 août et b) du 31 août au 12 septembre.

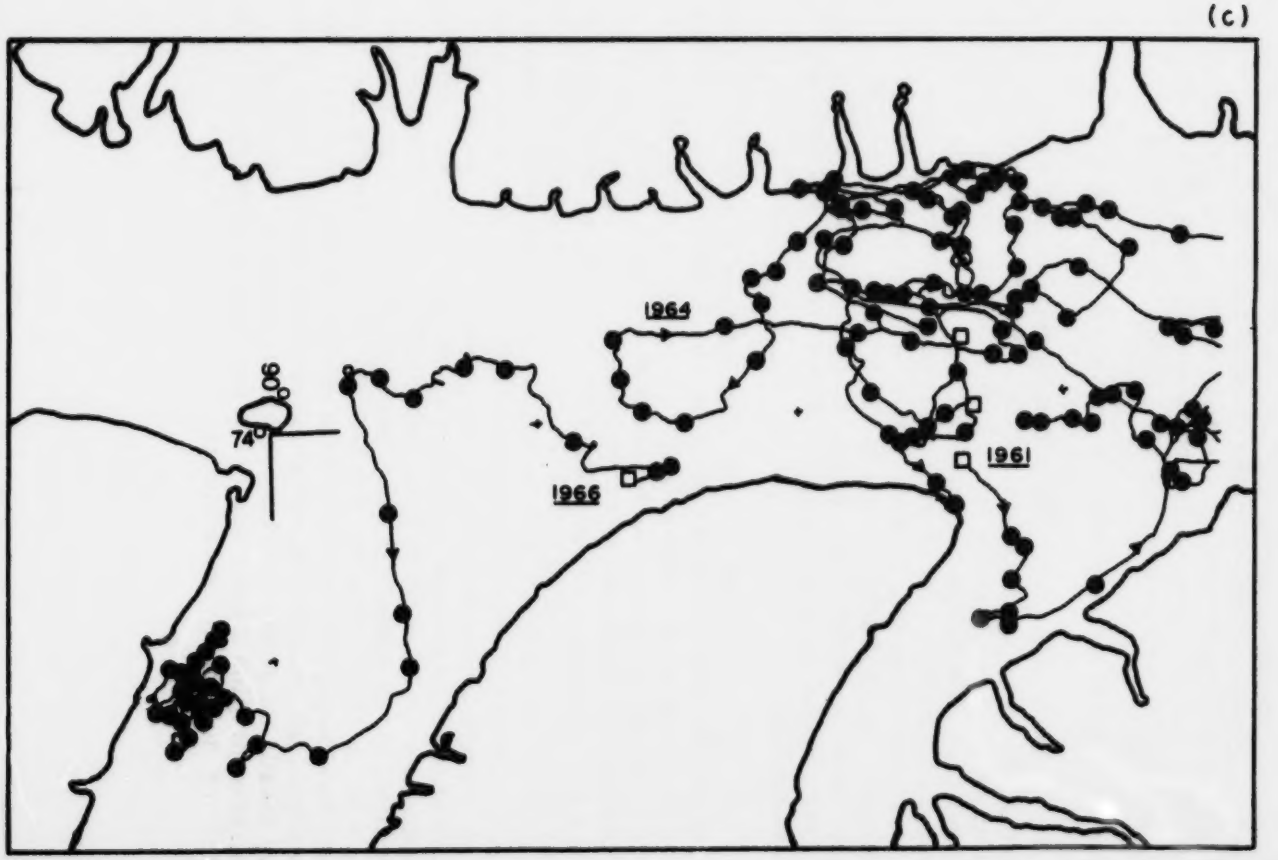


Figure 5.2.7-8 c) Trajectoires des dériveurs entre c) le 13 septembre et le 29 octobre 1979.

En 1979, la circulation en surface était plus désorganisée que celle décrite par Fissel et Marko (1978) pour 1977 (voir section 5.2.7). Il y a eu une différence significative de couverture glacielle entre ces deux années (il y a eu beaucoup moins de glace en 1977), ce qui peut expliquer certains écarts dans les résultats puisque la glace a pu nuire considérablement au mouvement des dériveurs en 1979 (il y avait 14 dériveurs au départ, mais deux ont été détruits presque immédiatment après leur largage). Par certains signes, on pouvait penser à un écoulement net en direction est, mais celui-ci n'aurait pas été confiné à la partie sud du chenal comme le laissaient supposer les observations de 1977. Des écoulement en direction ouest ont été observés du côté nord, mais ils n'étaient pas continus ou entretenus à l'est du 88° O. Des mouvements giratoires ont été observés au nord de la presqu'île de Brodeur; ils étaient un peu plus petits que ceux rapportés en 1977.

5.2.8 Goulet de Navy Board - Détroit d'Eclipse - Goulet de Pond

Ces trois plans d'eau forment un passage assez bien abrité entre l'île Bylot et l'île de Baffin. La profondeur au centre du goulet de Navy Board varie entre 300 et 400 m (voir à la Figure 5.2.8-1 pour les données bathymétriques) et des seuils à environ 130 m séparant le goulet du détroit de Lancaster vers le nord et du détroit d'Eclipse vers le sud. Dans la portion centrale du détroit d'Eclipse, la profondeur atteint 700 à 800 m, plus de 1000 m vers l'est, dans le secteur est du goulet de Pond. Plus à l'est encore, le fond remonte progressivement jusqu'à 600 m à l'embouchure du goulet de Pond.

La région sise au sud d'Eclipse est formée d'une série de goulets et de détroits allongés. Il est à prévoir que beaucoup d'eau de fonte et de ruissellement provient de cette région durant l'été. La salinité mesurée en surface aux mois d'août et de septembre 1979 confirme cette hypothèse. Dans le détroit d'Eclipse, elle a été réduite à 24‰ par l'afflux d'eau du ruissellement et de fonte (Figure 5.2.8-2 a)), tandis qu'elles est restée à 32 - 33‰ dans la mer de Baffin. A la mi-septembre, elle était remontée à 31‰ dans le détroit d'Eclipse (Figure 5.2.8-2 b)), sans doute parce qu'il y avait moins de fonte et de ruissellement. Le gradient de température à la surface a aussi été mesuré: en août, une faible température de surface (0°C) a été observée dans le détroit d'Eclipse et le goulet de Navy Board, apparemment sous l'effet de la fonte de la glace (Figures 5.2.8-3 a) et b)), tandis que l'eau était beaucoup plus chaude dans le goulet de Pond (2,5°C). En septembre, le gradient de température était réduit, l'eau du goulet Navy Board, du détroit d'Eclipse et du goulet de Pond étant généralement plus chaude que celle des eaux adjacentes de la mer de Baffin et du détroit de Lancaster.

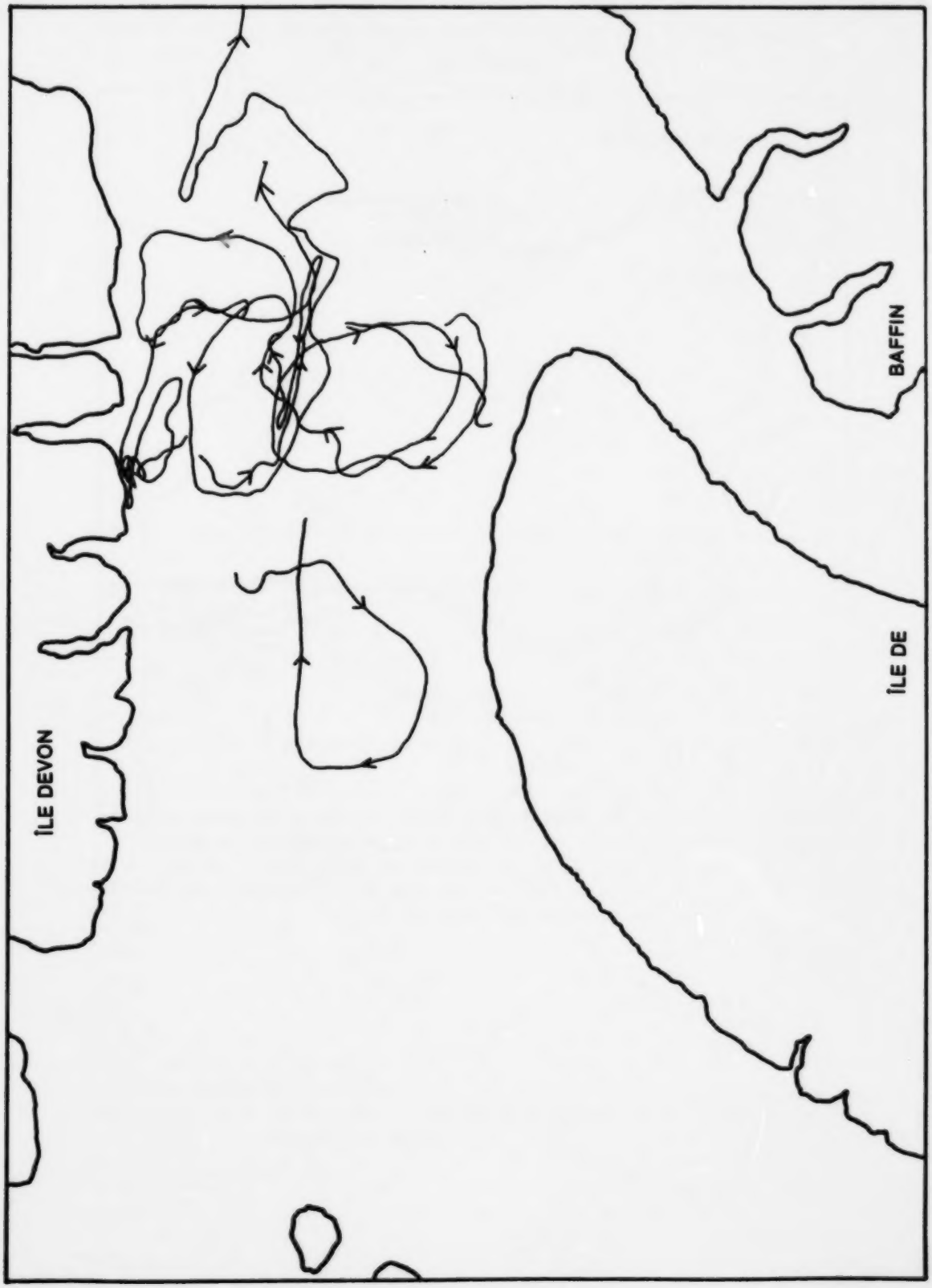


Figure 5.2.7-9 Mouvements giratoires décrits par les dériveurs en 1979.

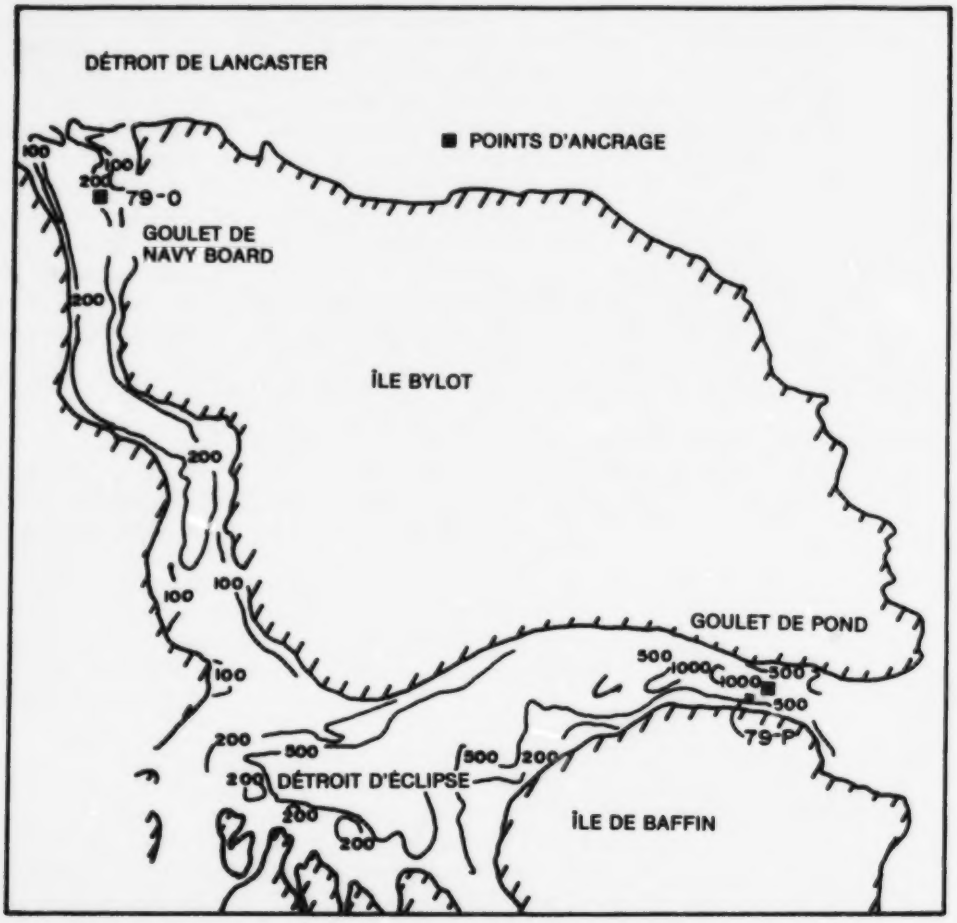
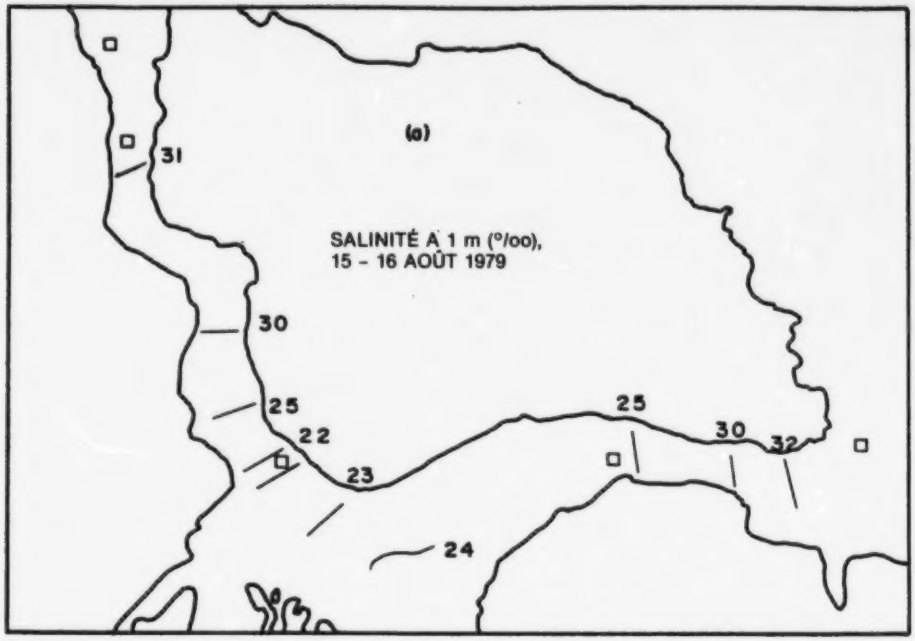


Figure 5.2.8-1 Bathymétrie du goulet de Navy Board, du détroit d'Eclipse et du goulet de Pond établie à partir de la carte 7220 du Service d'hydrographie du Canada. Les profondeurs sont en mètres.



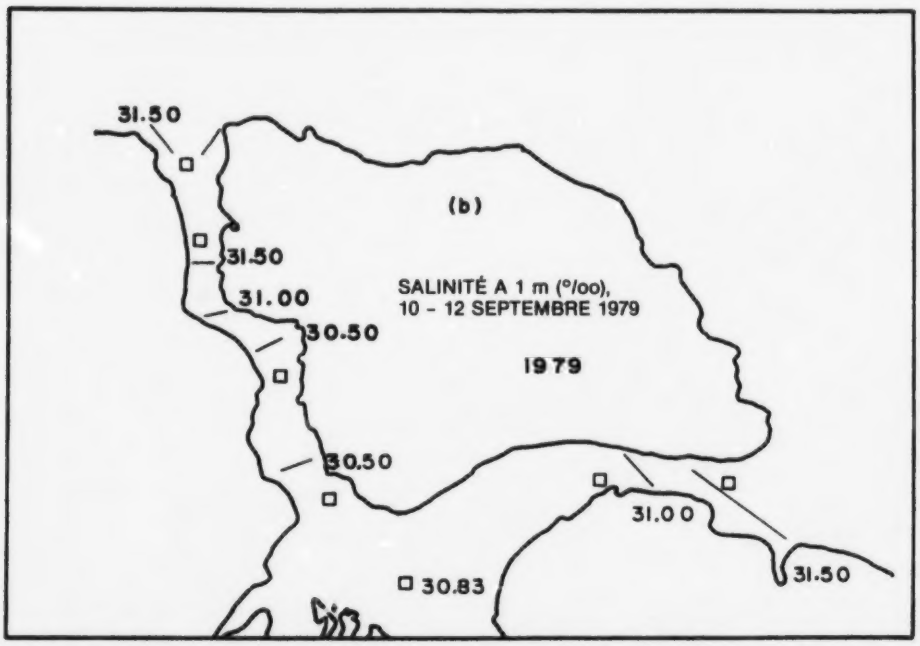


Figure 5.2.8-2 Salinités à 1 m, a) 15-16 août 1979 et b) 10-12 septembre 1979.

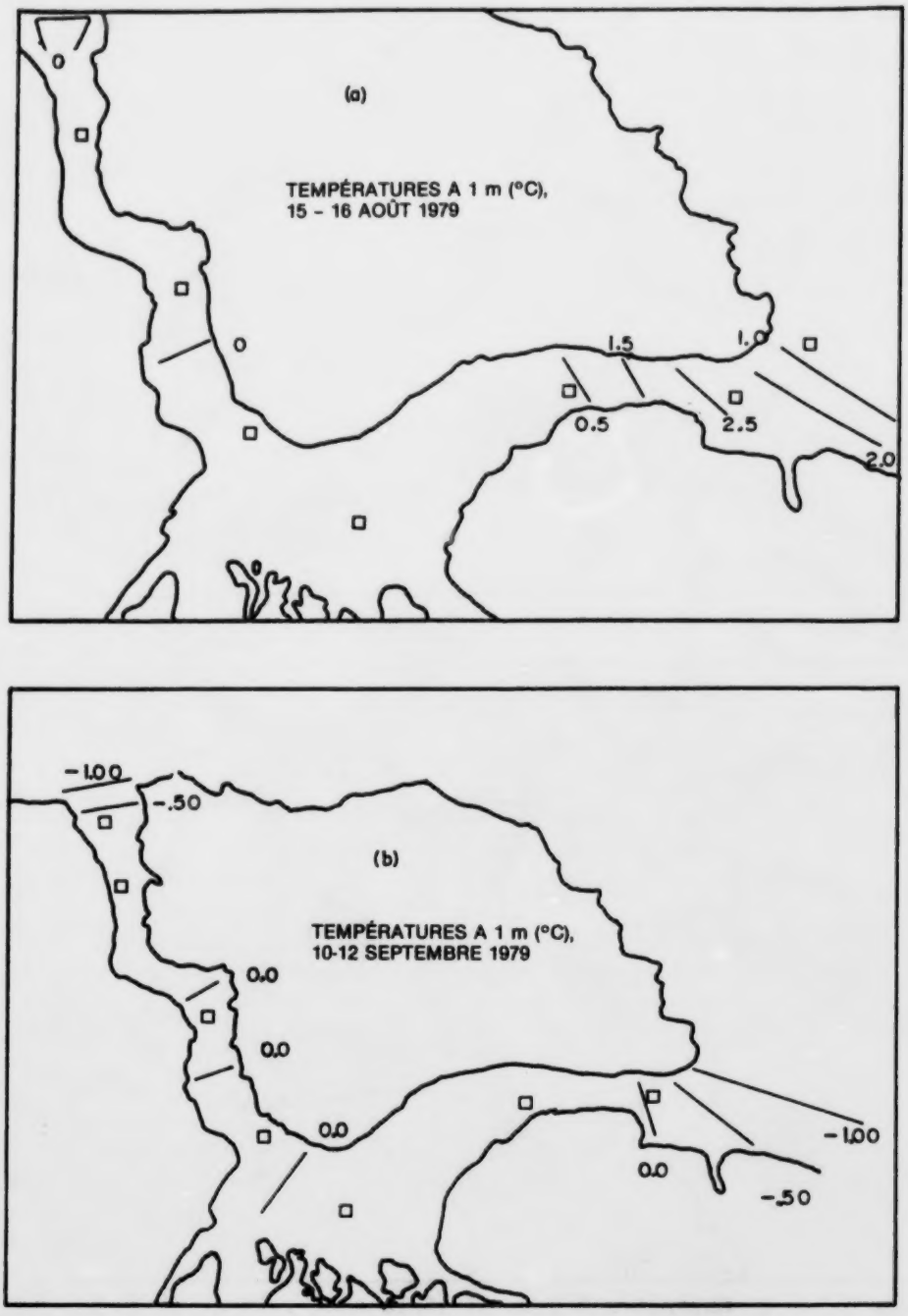


Figure 5.2.8-3 Températures à 1 m, a) 15-16 août 1979 et b) 10-121979 septembre 1979.

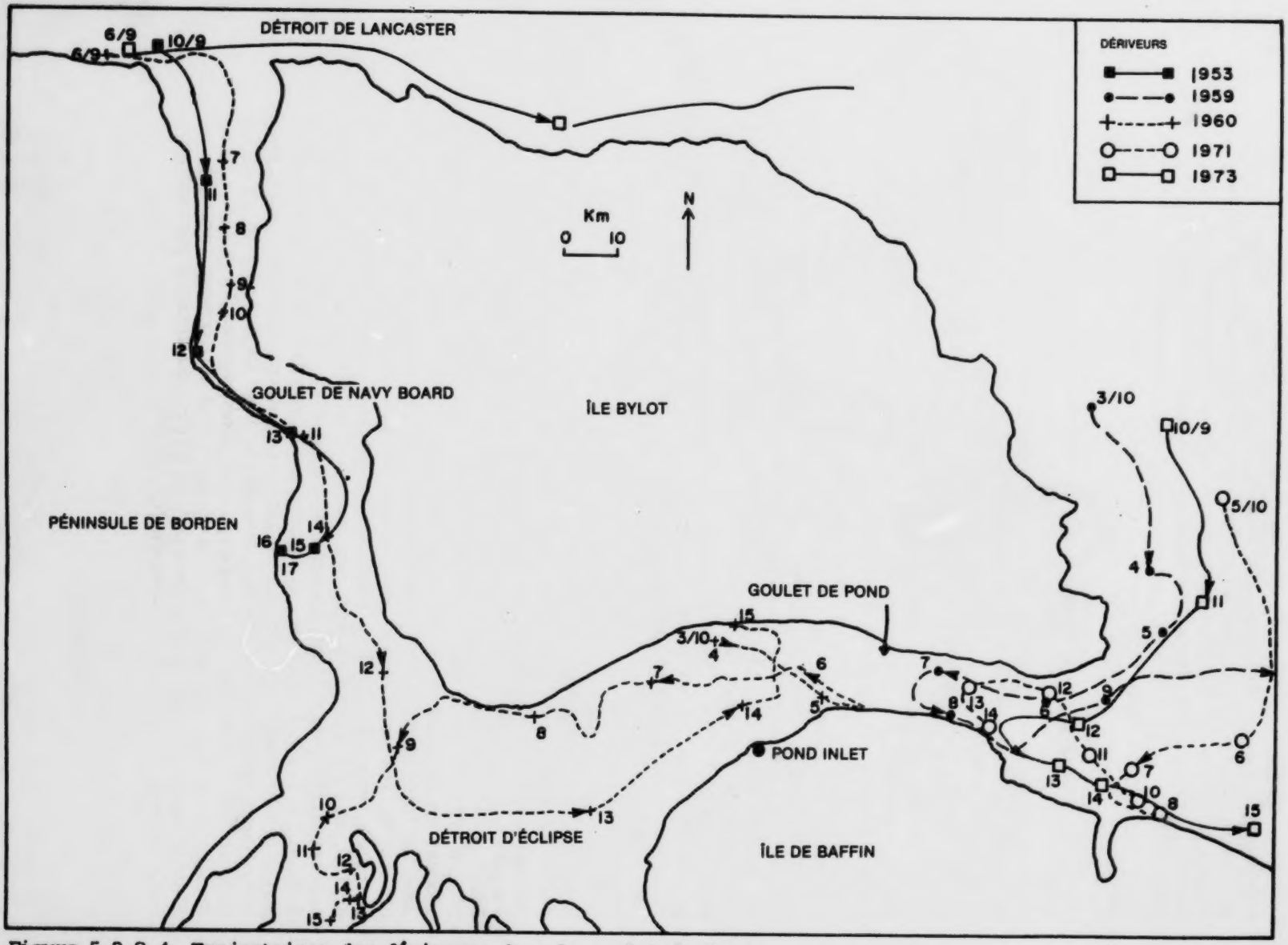


Figure 5.2.8-4 Trajectoires des dériveurs dans le goulet de Navy Board, le détroit d'Eclipse et le goulet de Pond, en 1979.

Barber (1977) a établi le résumé des données océanographiques antérieures sur le détroit d'Eclipse. Notre meilleure source d'information concernant les courants dans cette région provient des travaux estivaux de 1979. Les sections suivantes donnent la description de la circulation à partir de ces résultats.

Résultats obtenus à partir des dériveurs à drague

Les données obtenues à partir des dériveurs largués en 1978 et 1979 ne révèlent pas d'écoulement important près de la surface de la portion est du détroit de Lancaster dans le goulet de Navy Board. Les deux courants dominants de la portion est du détroit de Lancaster, le courant intrusif provenant de la mer de Baffin (section 5.2.3) et le courant en direction est provenant de la partie ouest du détroit de Lancaster (section 5.2.7), ont entraîné les dériveurs à proximité de l'entrée au goulet de Navy Board. Au total, 7 dériveurs en 1978 et 12 autres en 1979 sont passés à moins de 20 km de l'embouchure. Seulement deux (le 1953 et le 1960) ont pénétré dans le goulet (Figure 5.2.8-4); ils avaient été largués au large de la côte est de l'île Devon et avaient été entraînés par le courant intrusif, pénétrant dans le secteur est du détroit de Lancaster. A ce moment-là, au début de septembre 1979, ce courant était dirigé vers le sud-ouest en travers du détroit (appelé mode (2) dans la section 5.2.3). Le dériveur 1960 s'est ensuite dirigé vers l'est, après avoir longé le rivage de la péninsule de Borden et s'est tenu à environ 5 km au large avant de s'engager dans le goulet de Pond. Au même moment, un autre dériveur, le 1973, était à quelques kilomètres du 1960; il a cependant poursuivi son mouvement vers l'est, passant devant l'embouchure du goulet pour suivre la ligne du rivage de l'île Bylot. Ceci indique que durant cette période, l'écoulement en direction sud par le goulet de Navy Board était restreint à une forme de circulation locale mineure ou bien qu'il était très variable. L'autre dériveur qui a pénétré dans le goulet de Navy Board a été apporté lui aussi par le courant intrusif jusqu'à la région côtière de la péninsule de Borden. Mais il s'est tourné vers l'ouest en approchant de cette dernière et a décrit une boucle de sens anticyclonique qui l'a amené au milieu du détroit; il s'est ensuite dirigé vers le sud jusque dans le goulet de Navy Board. Un autre dériveur, le 1958, a suivi un trajet assez semblable, s'est dirigé vers la gauche en arrivant devant l'entrée du goulet et s'est ensuite dirigé vers l'est le long de la rive de l'île Bylot (Figure 5.2.3-10 c)). A l'analyse, il appert que l'écoulement en direction sud d'eau provenant du détroit de Lancaster jusque dans le goulet de Navy Board ne constitue pas une caractéristique majeure de la circulation. Les deux dériveurs qui ont pénétré dans le goulet étaient tous deux dépendants du mode sud-ouest du courant intrusif; l'autre mode est axé vers le sud-est au milieu du détroit passant au large face à l'entrée du goulet de Navy Board.

Les deux dériveurs se sont ensuite dirigés vers le sud à 20-35 km/jour (23-40 cm/s). Le 1953 s'est échoué dans la partie sud du goulet, tandis que le 1960 a continué jusque dans le détroit d'Eclipse (Figure 5.2.8-4), atteingnant la vitesse de 30 km/jour, avant de s'échouer sur les rivages de l'île Bylot, face au goulet de Pond le 15 septembre. Après avoir été remorqué au large le 2 octobre, il a été entraîné vers l'ouest, du côté nord du détroit avant d'échouer sur l'île Ragged. A en juger par la trajectoire de ce dériveur, le courant était essentiellement axé vers l'ouest, du côté du détroit d'Eclipse en direction est du côté sud du détroit.

Trois dériveurs ont pénétré dans le goulet de Pond par l'est (Figure 5.2.8-4). Ils se sont tous glissés du côté nord du goulet et sont sortis par le côté sud en suivant une trajectoire un peu semblable à celle du courant intrusif du secteur est du détroit de Lancaster; ils y ont pénétré jusqu'à 20, 27 et 36 km respectivement. Aucun dériveur n'est entré dans le détroit d'Eclipse par le goulet de Pond.

Les dériveurs à drague lancés en 1979 montrent l'existence d'un écoulement global en direction sud par le goulet de Navy Board et celle d'écoulements variables dans le détroit d'Eclipse et dans la portion ouest du goulet de Pond, ainsi que celle d'un courant intrusif dans le secteur est du goulet de Pond.

Profils des courants en 1979

La Figure 5.2.8-5 donne le graphique des vitesses vectorielles moyennes aux stations 15 B-G, les 10 et 11 septembre 1979, obtenues par courantomètres profileurs. Des vitesses à 4,6 et 38,1 m ont été mesurées. A l'examen du graphique, on constate un écoulement superficiel global en direction sud par le goulet de Navy Board, un écoulement en direction sud à l'une des stations du détroit d'Eclipse et un courant en direction est dans le goulet de Pond, ce qui traduit un écoulement net du détroit de Lancaster à la mer de Baffin par le circuit goulet de Navy Board - détroit d'Eclipse - goulet de Pond.

Ancrage de courantomètres en 1979

Deux points d'ancrage ont été mis en place en deux points de ce secteur à l'été 1979, un à chacune des entrées du goulet de Navy Board et du goulet de Pond (voir la Figure 5.2.8-1). Au point d'ancrage O, nous ne possédons que les données obtenues à 250 m de profondeur. Le courant s'est maintenu généralement en direction sud entre le 11 août et le 12 septembre, bien qu'il y ait eu à quelques occasions des courants en direction ouest et en direction nord. La vitesse moyenne était de 4,34 cm/s. L'histogramme de direction est bimodal, les courants les plus puissants étant orientés à 140° et à 310°, dans le sens des courants de marée.

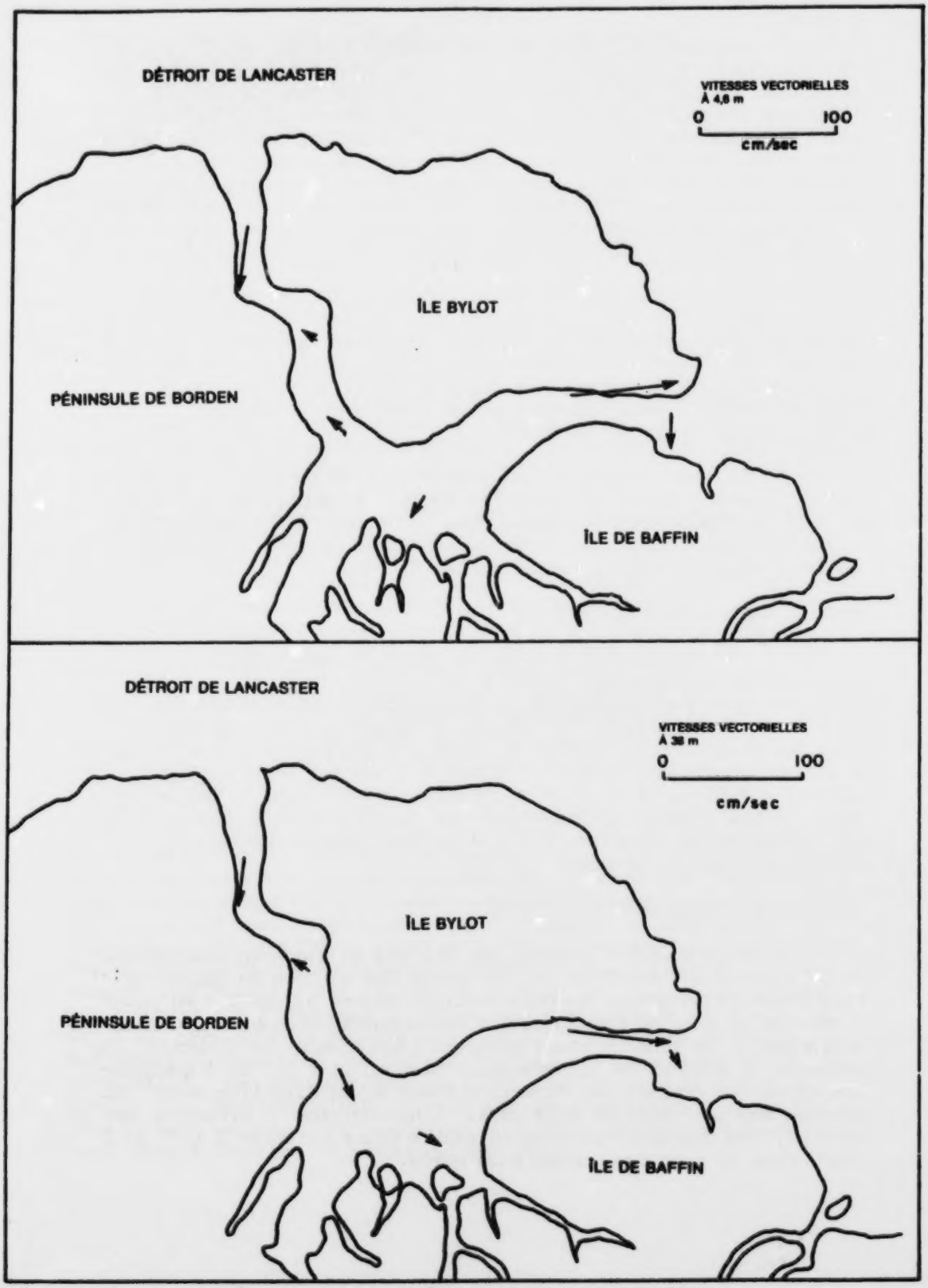


Figure 5.2.8-5 Données des courantomètres profileurs, 10-12 septembre 1979, à 4,6 m et 38 m.

Nous possédons les rélevés suivants au point d'ancrage P:

80 m, du 10 août au 1er octobre

250 m, du 10 août au 4 septembre

500 m, du 10 août au 15 août

A 80 m, les courants atteignaient en moyenne 14 cm/s; les courants les plus puissants et les plus fréquents étaient dirigés vers lest et atteignaient jusqu'à 50 cm/s; nous avons obtenu un pic secondaire à 330°, avec des vitesses maximales d'environ 30 cm/s. Les écoulements de marée ne dominaient pas à 80 m; des écoulements en direction est d'environ 20 cm/s duraient pendant plusieurs jours. Les courants de marée dominaient à 250 et 500 m, des inverstions est-ouest de courants se produisaient deux fois par jour.

Les intrusions d'eau dans le goulet Pond (voir la trajectoire des dériveurs) survenaient à des intervalles de quelques jours et ne pouvaient donc être rattachées aux marées.

Résumé

Durant l'été de 1979, la circulation superficielle dans le goulet de Navy Board s'est faite généralement en direction sud, à une vitesse de 20 à 30 cm/s. Les données concernant le détroit d'Eclipse sont limitées, mais un dériveur a indiqué l'existence d'un courant ouest du côté nord du passage et celle d'un courant est dans la partie sud, avec la présence de courants nord et sud aux deux extrémités du goulet. Dans le goulet de Pond, la trajectoire de trois dérivieurs a montré l'existence d'une circulation du type intrusif, la pénétration la plus profonde atteignant 36 km. L'afflux se faisait vers l'ouest, du côté nord, tandis que l'écoulement se faisait du côté sud, à des vitesses de 12-28 cm/s.

D'importants volume d'eau douce déversés dans le détroit d'Eclipse l'été, à la suite de la fonte de la glace de mer et du ruissellement, peuvent alimenter une circulation de type estuarien. En tenant compte de la tendance observée dans la circulation des eaux, vers le sud d'abord, et ensuite vers l'est par le goulet de Navy Board, le détroit d'Eclipse et le goulet de Pond, nous pouvons croire que l'eau douce réunie dans le détroit d'Eclipse s'écoule de préférence du côté du goulet de Pond.

La trajectoire de deux dériveurs a indiqué un afflux d'eau dans la tranche supérieure du goulet de Navy Board, provenant du secteur est du détroit de Lancaster. Cependant, puisque beaucoup d'autres dériveurs ont traversé le secteur est du détroit de Lancaster sans pénétrer dans le goulet de Navy Board, nous pouvons supposer que l'écoulement en direction sud dans le goulet n'est au mieux qu'une petite fraction de l'écoulement total d'eau hors de ce secteur.

5.3 Circulation des eaux atlantiques dans le détroit de Lancaster

5.3.1 Introduction

La partie centrale de la colonne d'eau de la mer de Baffin est occupée par des eaux de l'océan Atlantique qui circulent vers le nord en empruntant le détroit de Davis. Comme le décrit la section 3, ces eaux se caractérisent par une température supérieure à 0°C et des salinités variant entre 34,2°/oo et 34,5°/oo. Les eaux atlantiques occupent également le secteur est du détroit de Lancaster, où elles constituent la totalité de la colonne d'eau sous la couche d'eaux arctiques. La Figure 5.3-1 montre une section longitudinale de la température (au-dessous de 100 mètres) dans le détroit de Lancaster, indiquant la présence d'eaux atlantiques plus chaudes dans le secteur est du détroit. Il est à remarquer que, malgré l'existence d'eaux dont la température se situe entre 0°C et 0.5°C à l'ouest de la station 6A, il y a diminution radicale du volume d'eaux plus chaudes à l'ouest de la station 6C, de même qu'un gradient thermique horizontal considérable entre les stations 6C et 6D. Un phénomène autre que l'exhaussement à l'ouest semble limiter la pénétration des eaux atlantiques plus chaudes dans le détroit. La position du gradient thermique horizontal correspond presque parfaitement à celle du courant intrusif(voir section 5.2.3); le courant intrusif semble donc responsable de la pénétration limitée des eaux atlantiques. S'il en est ainsi, le front associé au fort courant qui traverse le détroit pourrait être le lieu d'un brassage vertical ainsi que d'un enrichissement en nutrients (Horne, 1978). Examinons d'abord, cependant, la circulation des eaux atlantiques à l'entrée du détroit.

5.3.2 Circulation des eaux atlantiques

Des mesures directes des courants dans la couche d'eaux atlantiques ont été obtenues de courantomètres mis à l'eau en 1977, 1978 et 1979. La Figure 5.3-2 montre les courants vectoriels moyens indiqués par tous les courantomètres mouillés en 1977 et 1978 dans le détroit de Lancaster. On remarquera que, aux stations 5, 7 et 10, l'écoulement à 500 m se fait en direction ouest, vers le détroit de Lancaster, et présente des facteurs élevés de stationnarité (Ramster et al, 1976) aux stations 7 et 10. A la station 9, l'écoulement à 750 m est relativement stationnaire et comporte une composante appréciable de sens ouest. Les températures moyennes à 500 m aux stations 5, 7 et 10 établies en 1978 étaient de 1,12$\pm$ 0,21°C, 1,17$\pm$ 0,15°C et 1,52$\pm$ 0,14°C. La température moyenne à 750 m à la station 9 était 1,01$\pm$ 0,07°C.

Dans le courant intrusif (par exemple les stations 7, 6 et 8 en 1978), l'écoulement en profondeur s'aligne sur le courant intrusif sauf, peut-être, à la station 4, et est très stationnaire (B 80 aux trois endroits). A la station 1, l'écoulement à 400 m s'oriente de la même façon que le courant intrusif, mais il n'est

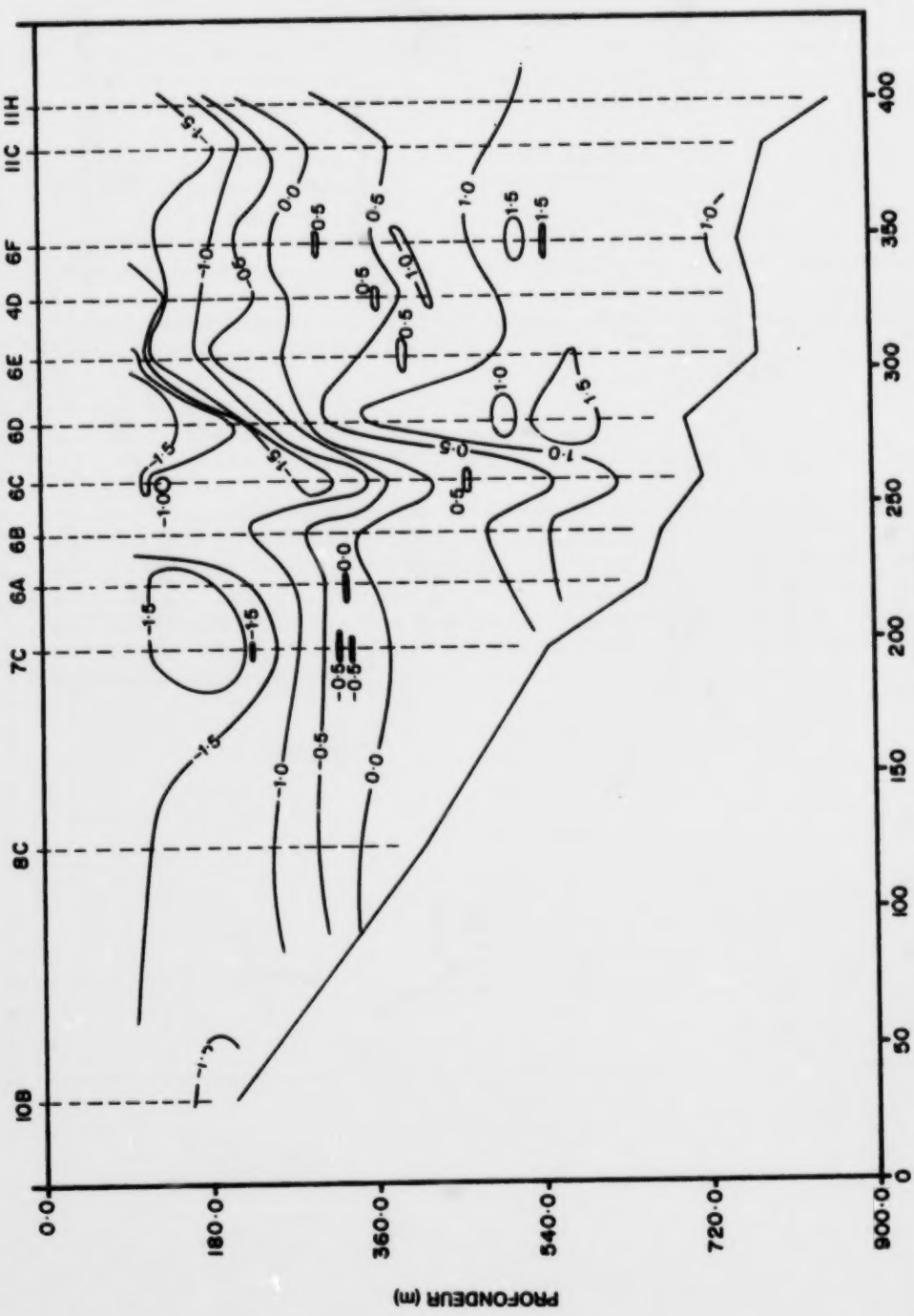


Figure 5.3.-1 Gradient thermique longitudinal au centre du détroit de Lancaster à plus de 100 m de profondeur, d'après les données CTD recueillies en août 1979.

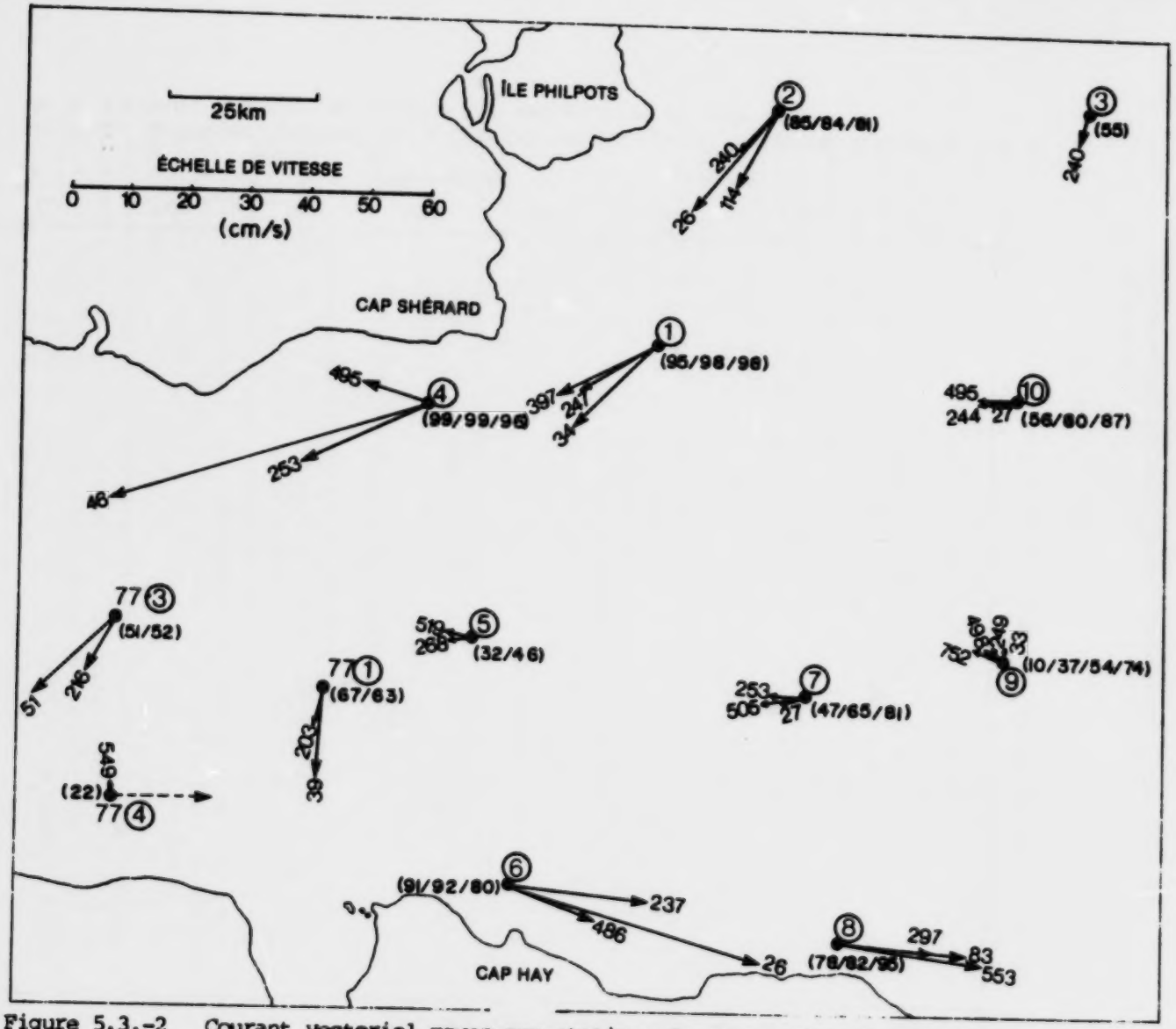


Figure 5.3.-2 Courant vectoriel moyen aux stations de mesure dans la moitié de la région considérée. Les chiffres encerclés indiquent le numéro de la station, tandis que ceux entre parenthèses représentent le facteur de stationnarité (voir texte) par ordre de croissance des profondeurs. Chaque vecteur est accompagné de la profondeur moyenne.

pas toujours constitué d'eaux atlantiques, étant donné que la température indiquée par ce courantomètre variait de 1,83°C à -0,03°C, la température moyenne s'étant établie à 0,58 ± 0,38°C. Les données CTD, recueillies entièrement au cap Warrender ou à l'est de celui-ci, constituent les seuls renseignements additionnels, obtenus en 1978, sur la pénétration des eaux atlantiques vers l'ouest. Le Figure 5.3-3 a)-c) montre la distribution des températures à 500 m pour trois périodes au cours de l'été 1978. Des fluctuations dans la position des isothermes (par exemple l'isotherme de 1,0°C) atteignant jusqu'à 75 km apparaissent, mais l'absence de données plus à l'ouest ne permet pas de déterminer totalement le degré de pénétration des eaux atlantiques.

Les stations de 1977 (77-1, 77-3 et 77-4) ne fournissent que peu de renseignements sur les courants les plus profonds, étant donné que la station 77-4 a été la seule à produire des données sur la vitesse et la direction à 500 m. Ces données ont montré la présence d'un écoulement vectoriel moyen vers le nord, mais dont le facteur de stationnarité était très bas. Les trois stations ont fourni des données sur la température. Aux profondeurs nominales de 550 m, les valeurs moyennes sont:

Station 77-1: 0,97 ± 0,22°C;
Station 77-3: 0,99 ± 0,23°C
Station 77-4: 0,93 ± 0,21°C (Fissel et Wilton, 1978).

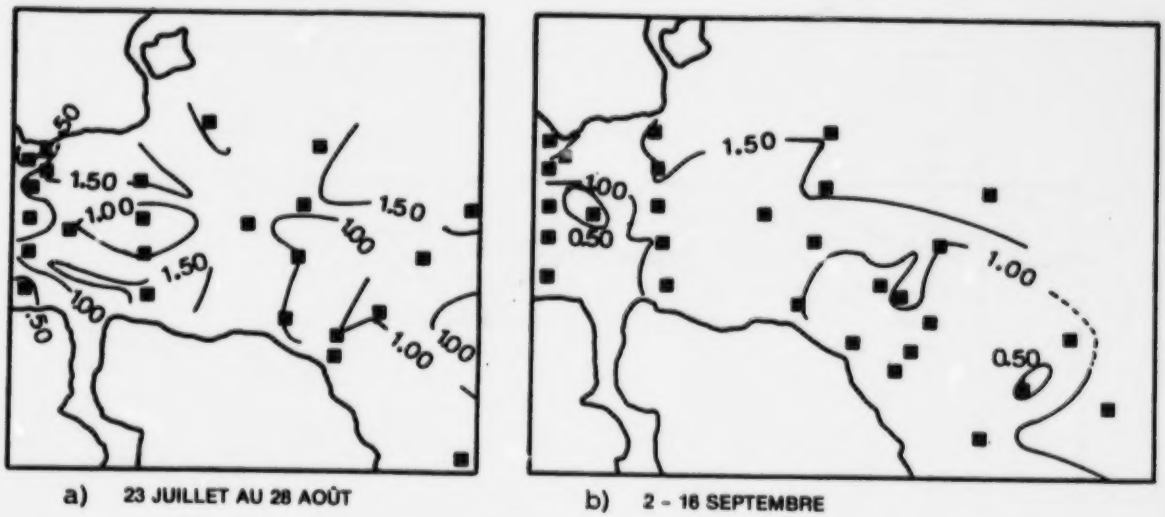
Il semble donc que des eaux atlantiques étaient présentes à 550 m aux trois stations en 1977. Cependant, l'absence de données sur le courant à cette profondeur ne permet pas de déterminer son mouvement. Les données courantométriques recueillies en 1979 à une profondeur de 500 m sont résumées au Tableau 5.3-1 ci-dessous, et la situation des stations ainsi qu'une distribution directionnelle apparaissent à la Figure 5.3-4.

Tableau 5.3-1

DONNEES COURANTOMETRIQUES A 500 M, ETE 1979

Station	Vitesse vec. moyenne (cm/s)	Direction vec. moyen. (°T)	B	Temp. moyenne (°C)	Ecart type (°C)	Temp. min. °C	Temp. max. °C
G	2.6	39	32	0.17	0.26	-0.12	1.08
H	4.6	139	56	0.56	0.34	-0.21	1.67
I	0.6	37	8	0.46	0.20	-0.05	1.27
J	2.9	84	39	0.45	0.21	-0.02	1.55
K	2.4	334	35	0.55	0.12	0.0	0.91
L	13.2	108	90	0.63	0.28	-0.24	1.48
M	13.9	115	91	0.51	0.16	-0.20	1.23

Seules les stations L et M indiquent des facteurs de stationnarité importants (70% ou plus), ce qui reflète l'efflux du courant intrusif le long de la côte nord de l'île de Bylot. Les températures recueillies à ces deux stations montrent que celles-ci ne se trouvaient pas toujours dans les eaux atlantiques plus chaudes. L'examen des quatre gradients thermiques disponibles à la ligne 4 (Figure 5.3-5 a-d)) (la station L se trouve entre les stations 4A et 4B, tandis que la station M est située entre la station 4A et et le rivage) montre que, malgré l'existence d'une correspondance des températures moyennes à 500 m à chaque station avec les gradients, ce n'est pas le cas des valeurs extrêmes. La Figure 5.3-6 a) et b) présente la série chronologique de températures à 450 m et 500 m de profondeur. La présence de températures plus froides (0°C) est très courte, les périodes typiques étant de l'ordre d'une journée. Il se pourrait que le phénomène corresponde à de petits volumes isolés d'eaux plus froides qui subissent une advection dans le voisinage de la station 4C Figure 5.3-5 d), ou d'un déplacement littoral ou hauturier du courant intrusif, qui pourrait amener des eaux plus froides le long du rivage de l'île Bylot. L'examen de la Figure 5.3-5 c) et d) indique une modification de cette nature. Il est à remarquer que tous les gradients de la Figure 5.3-5 montrent la présence d'un volume d'eau chaude plus considérable du côté sud du détroit que du côté du nord.



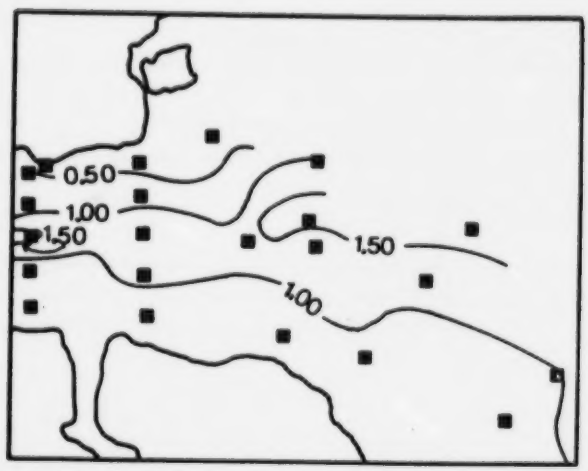


Figure 5.3-3 Répartition horizontale de la température à 500 m, été 1978.

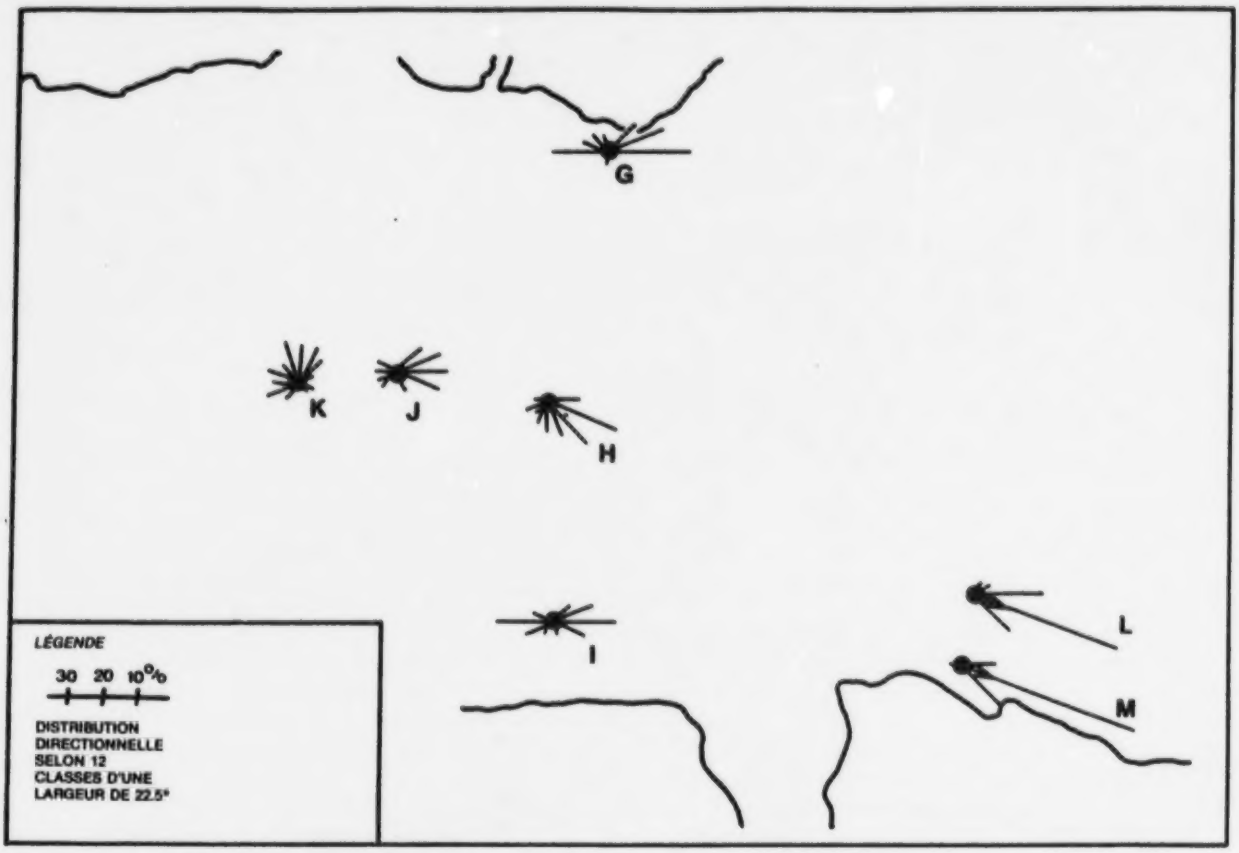


Figure 5.3-4 Courants vectoriels moyens et distribution directionnelle à 500 m, été 1979.

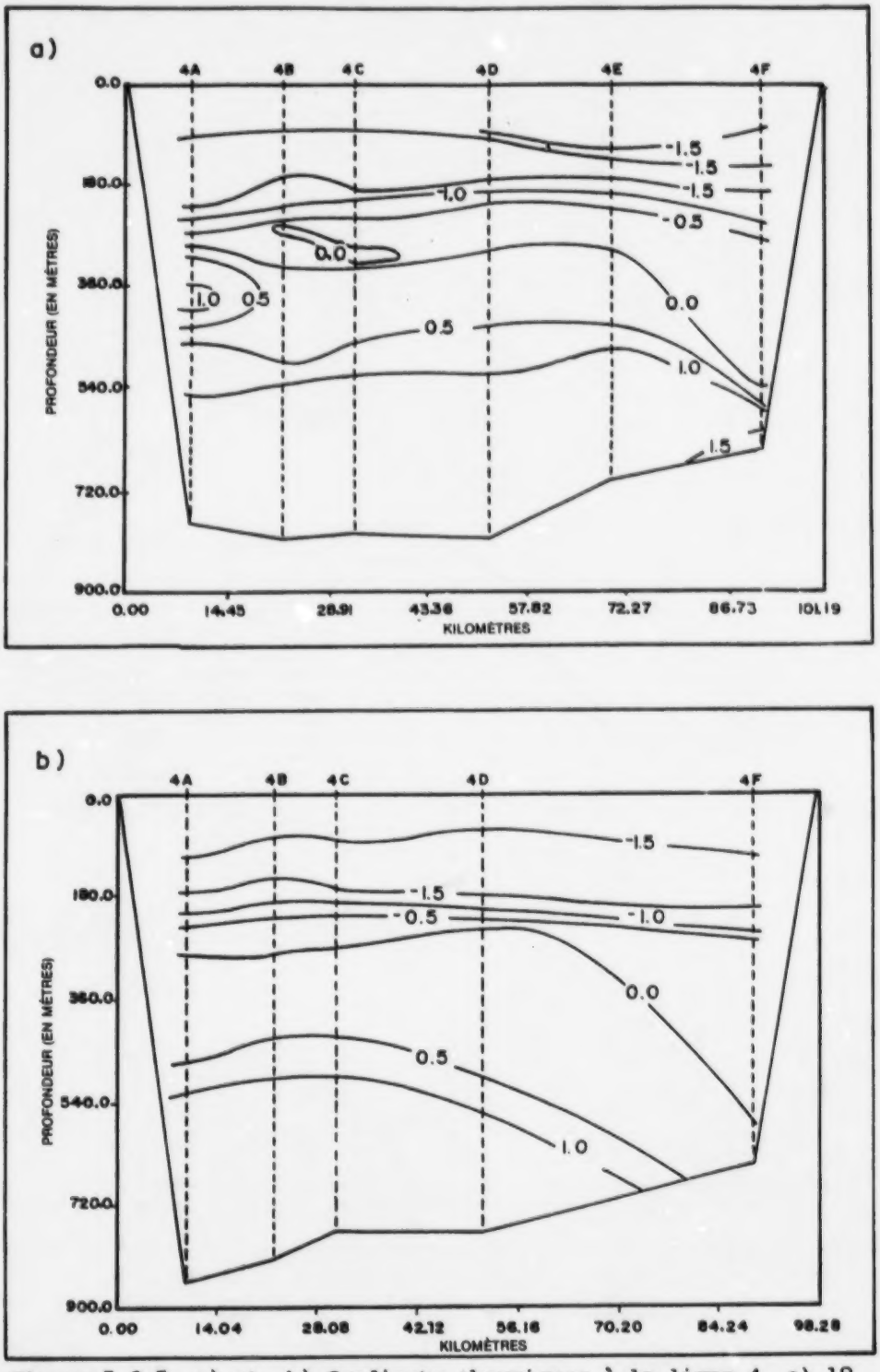
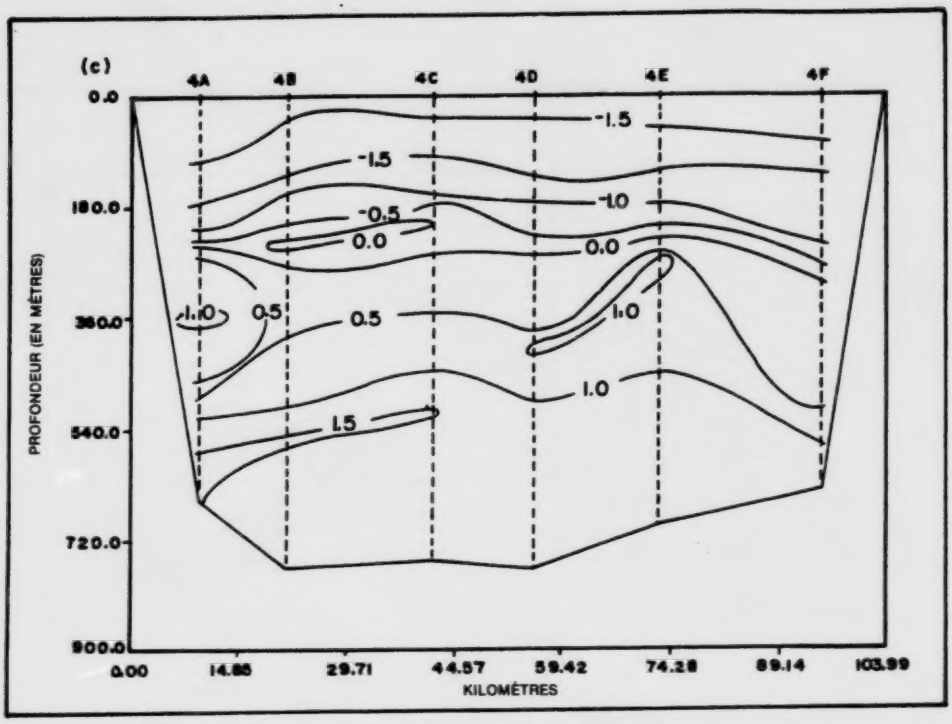


Figure 5 3-5 a) et b) Gradients thermiques à la ligne 4 a) 18 juillet 1979 et b) 30 juillet 1979.



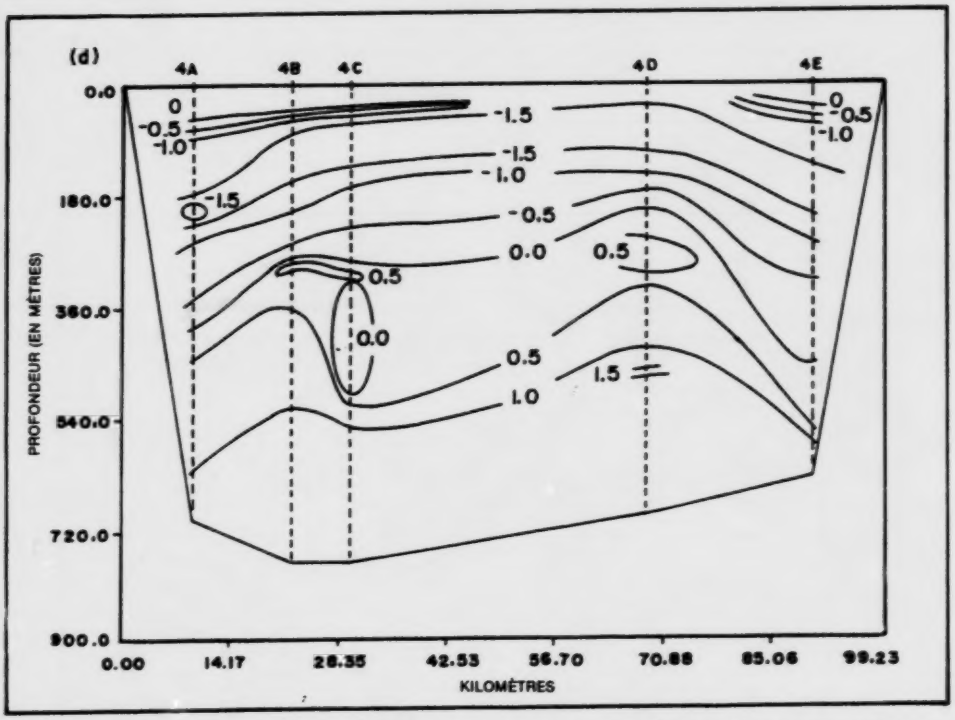


Figure 5.3-5 c) et d) Gradients thermiques à la ligne 4 c) 2 septembre 1979 et d) 19-21 septembre 1979.

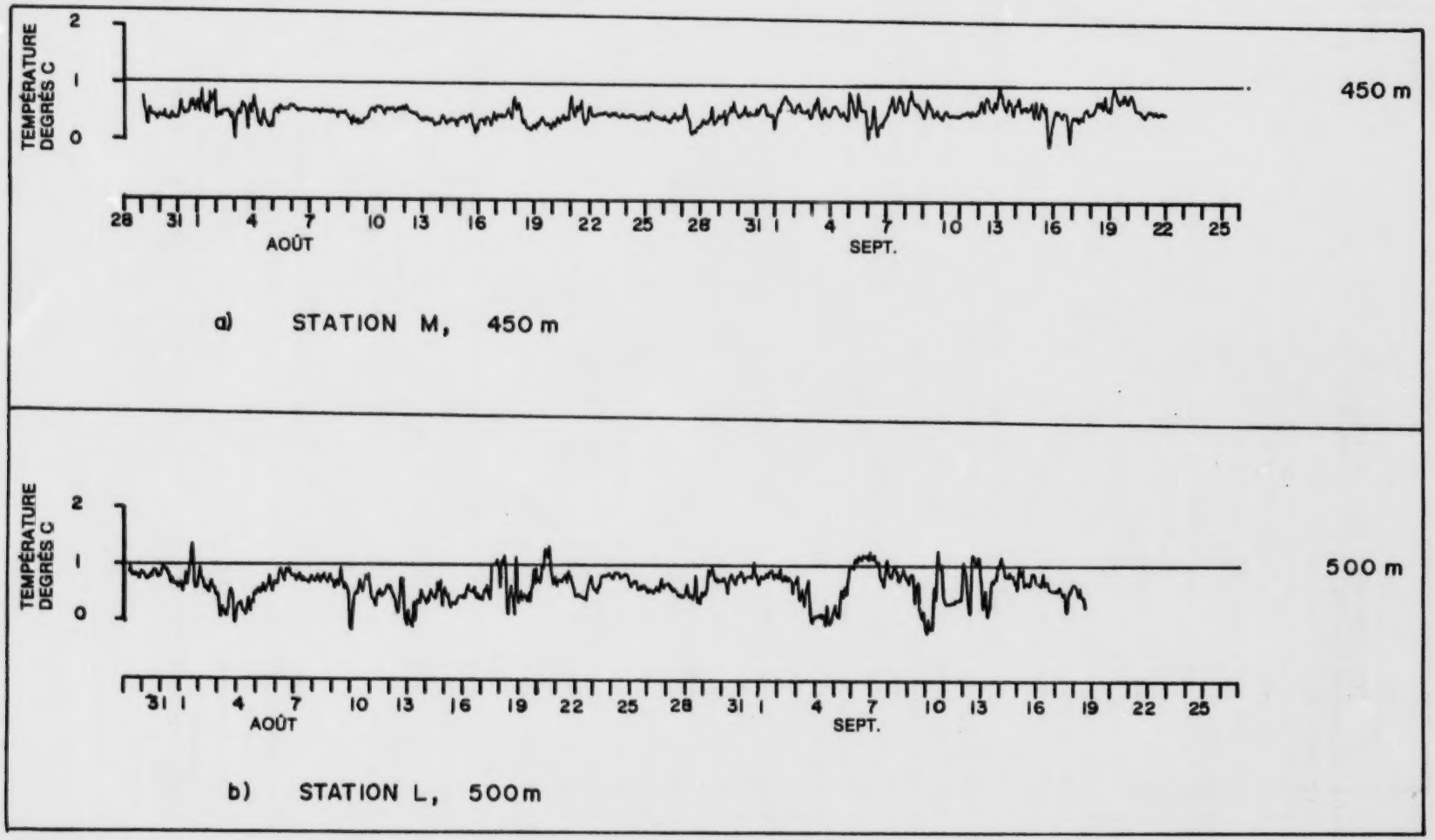


Figure 5.3-6 Série chronologique de température à a) la station M, 450 m de profondeur et b) la station L, 500 m de profondeur, 1979.

Les courants profonds qui ont fait l'objet d'observations aux autres stations de courantomètres en 1979 présentent tous des facteurs de stationnarité très bas, ce qui indique l'absence d'un régime bien organisé d'écoulement en profondeur. Les Figures 5.3-7 a)-c) montrent trois autres occupations d'une partie de la même ligne des stations qui apparaissent à la Figure 5.3-1. La pénétration des eaux atlantiques ne varie guère dans chaque cas, bien qu'il existe des modifications dans la région frontale entre 6C et 6D. Les fluctuations dans cette région sont réflétées dans les écarts types de température à 500 m dans le cas des stations H, J et K (Tableau 5.3-1), qui diminuent régulièrement vers l'ouest. La Figure 5.3-8 montre la série chronologique de température à 500 mètre à ces stations, et illustre également la réduction de la variation avec la distance en direction ouest dans le détroit.

En résumé, on observe une diminution importante du volume d'eaux atlantiques à l'ouest du courant intrusif, bien qu'une certaine quantité pénètre dans le voisinage de 86°O. Une région où se manifeste un fort gradient thermique horizontal en profondeur coïncide avec le courant intrusif. Aucun écoulement stationnaire en profondeur n'a été découvert aux stations de courantomètres à l'ouest du courant intrusif. Un fort efflux stationnaire d'eaux atlantiques faisant partie du courant intrusif a été observé du côté sud du détroit. La partie afflux du courant intrusif du côté nord, bien qu'en écoulement stationnaire, n'était pas toujours constituée d'eaux atlantiques. En 1978, un lent afflux stationnaire d'eaux atlantiques a été observé en profondeur à l'entrée est du détroit de Lancaster, qui semblait alimenter l'efflux le long de l'Île Bylot. L'afflux ne s'étend pas à l'ouest du courant intrusif. Il n'a pas déterminé jusqu'à présent s'il y a équilibre entre l'arrivée lente d'eaux d'atlantiques par l'entrée du détroit et l'efflux dans les courants intrusifs. Il est peu probable que la série de données soit suffisamment complète pour justifier une telle mesure.

5.4 Courants de marée

Les marées océaniques appartiennent à deux catégories: le régime barotrope ou indépendant de la profondeur, relié aux modifications du niveau de la mer, et le régime barocline ou dépendant de la profondeur, produit par des ondes internes à période de marée. Les deux régimes engendrent les courants de marée en proportion variable selon l'endroit et la profondeur.

Les oscillations de marée présentent une série de fréquences discrètes: les oscillations dominantes s'observent en grappes à des périodes diurnes, semi-diurnes et plus longues. L'amplitude et la phase d'une oscillation qui se produit à une fréquence particulière s'appelle une composante de marée. Les composantes de marée les plus importantes, classée selon les

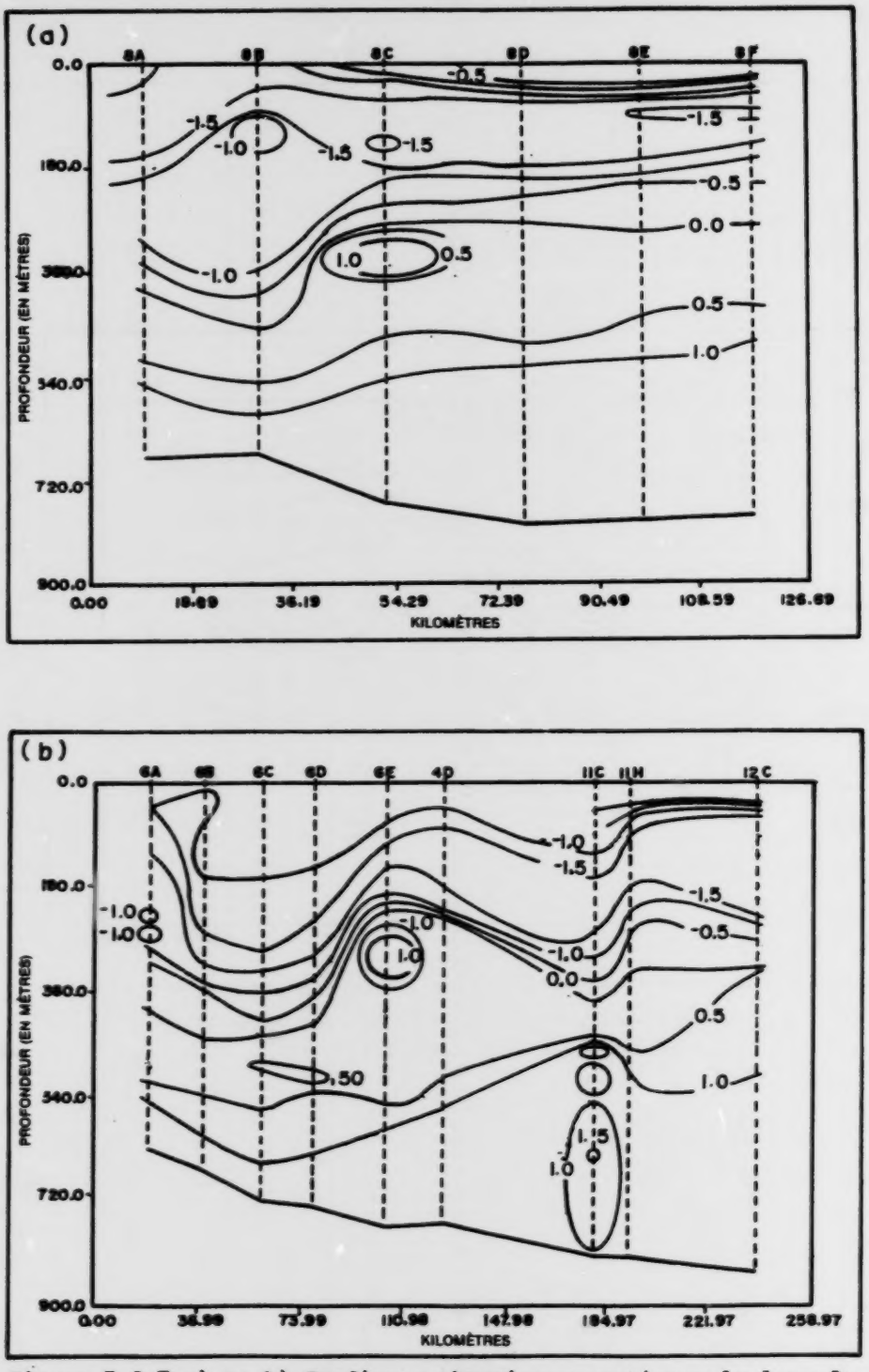


Figure 5.3-7 a) et b) Gradients thermiques verticaux le long du détroit de Lancaster a) 19-22 juilllet 1979 et b) 29 juillet au 4 août 1979.

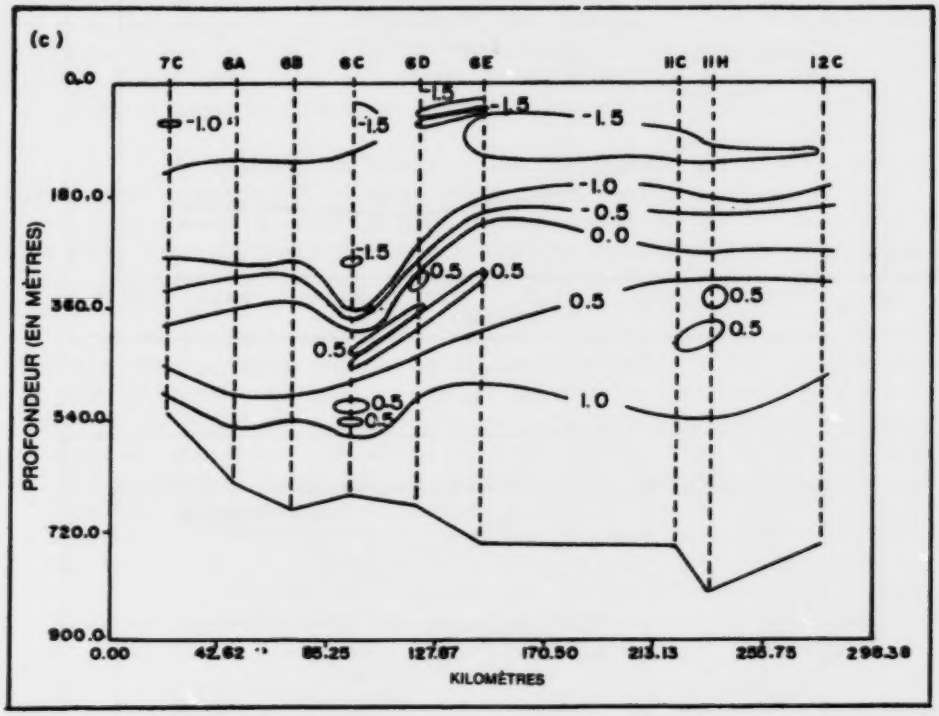


Figure 5 3-7 c) Gradient thermique vertical le long du détroit de Lancaster c) 13-29 septembre 1979.

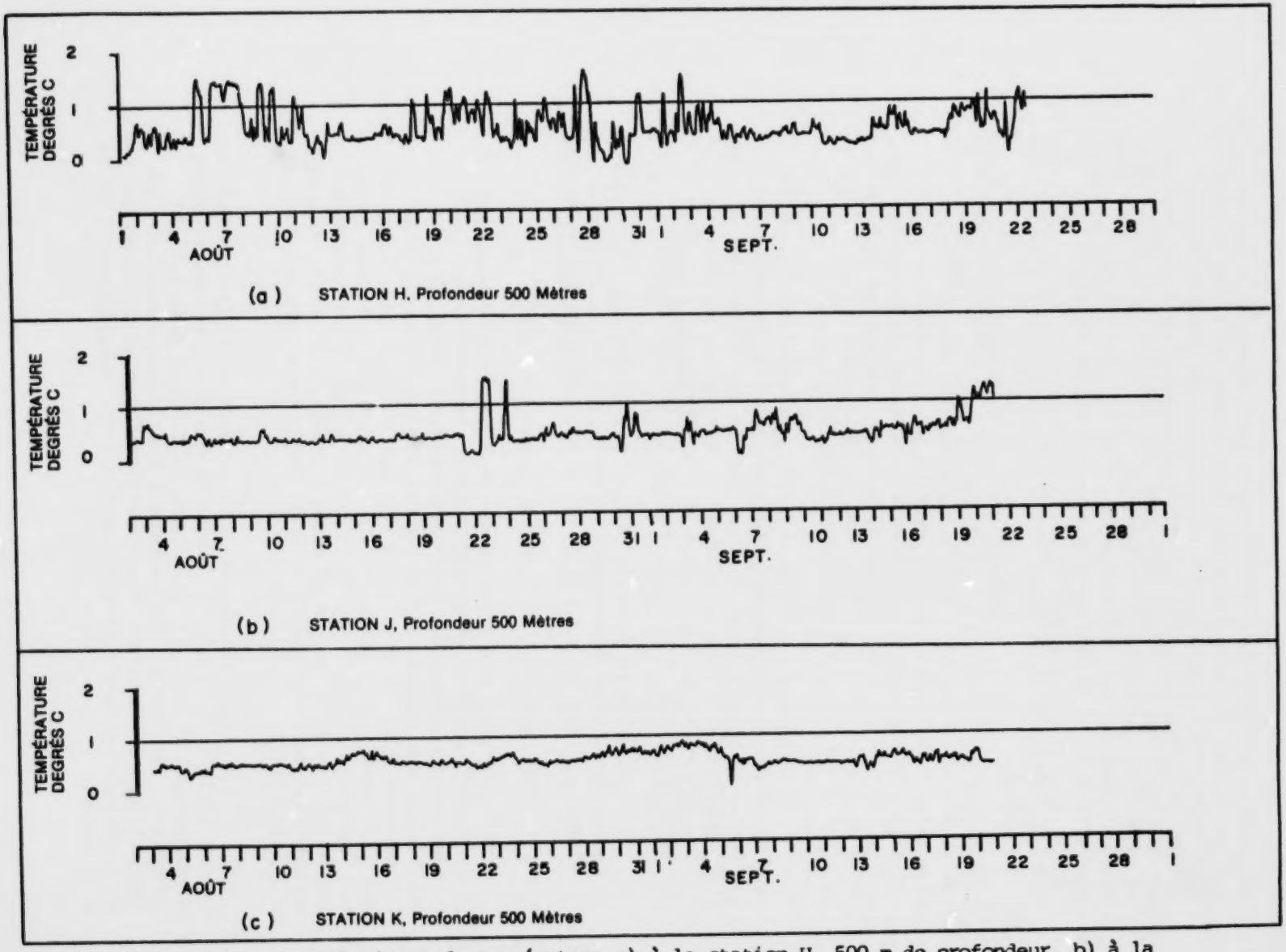


Figure 5.3-8 Séries chronologiques de température a) à la station H, 500 m de profondeur, b) à la station J, 500 m de profondeur, et c) à la station K, 500 m de profondeur, 1979.

influences astronomiques, sont de type semi-diurne M_2 et diurne K_1. En raison de leurs fréquences plus basses et de leurs amplitudes relativement faibles comparativement aux variations synoptiques, les composantes de marée à longue période exigent des séries prolongées d'observations pour une détermination adéquate et ne seront pas commentées plus amplement ici. Au lieu de cela, les régimes spatiaux des composantes K_1 et M_2 de marée diurne et semi-diurne les plus importantes seront examinés en détail.

5.4.1 Hauteurs de la marée

Godin (1966) a élaboré une carte des variations spatiales des composantes de hauteur de marée M_2 et K_1 d'après les données sur le niveau de la mer, recueillies à des stations de mesure littorales. Ces cartes ont été mises à jour (Figure 5.5-4) à l'aide d'analyses harmoniques des données sur le niveau de la mer obtenues après la publication de l'étude de Godin, y compris une observation de 10 mois des variations du niveau de la mer dans la baie Johnson de l'île Devon dans le cadre des présents travaux.

Les hauteurs de marée M_2 sont maximales dans la partie nord de la région considérée, atteignant des amplitudes de 80 cm. Ces dernières ne sont plus de 60 cm dans le détroit de Lancaster et diminuent encore davantage au large de la côte est de l'île de Baffin. Enfin, elles sont nulles dans le voisinage d'un point amphidromique situé au large du sud-est de l'île de Baffin.

Les hauteurs de marée K_1 sont plus uniformes dans toute la région considérée, présentant des amplitudes de 25 à 33 cm et une tendance à diminuer du nord au sud dans l'ouest de la mer de Baffin.

5.4.2 Précision de l'analyse des courants de marée

L'analyse des courants de marée peut être faussée par trois types d'erreur. Il s'agit d'erreurs de mesure dans les données courantométriques, d'erreurs dues à la présence de variations, aux fréquences des composantes harmoniques, causées par les mouvements des dispositifs d'amarrage utilisés pour maintenir les courantomètres en place, et d'erreurs reliées à la contamination de l'analyse harmonique par des variations dues à des phénomènes autres que les oscillations de marée. L'analyse de marée suit la méthodologie de Godin (1972) en utilisant un programme informatique de Foreman (1978).

Les erreurs de mesure de la vitesse et de la direction du courant traitées à la section 4 sont de $\pm$ 1 cm/s pour les vitesses allant jusqu'à 50 cm/s, et de $\pm$ 5 degrés à $\pm$ 18 degrés pour la direction. Ces erreurs ont tendance à être aléatoires plutôt que systématiques et devraient être considérablement réduites au cours de la période typique d'observation (50 jours) adoptée pour l'étude de la marée.

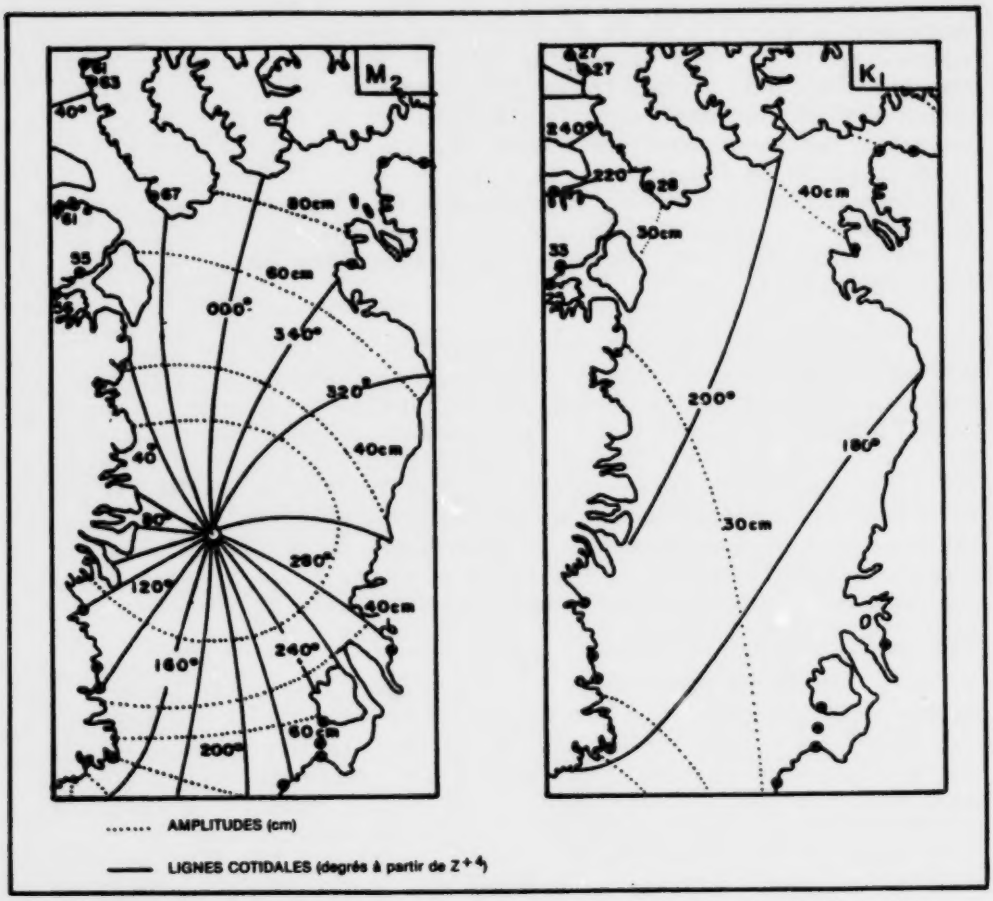


Figure 5.4-1 Hauteurs de marée des composantes M_2 et K_1 dans la mer de Baffin d'après Godin (1966).

Les erreurs dues aux courants engendrés par les mouvements des dispositifs d'amarrage se présentent sous deux formes. D'abord, il y a le mouvement du dispositif lui-même. L'amplitude de ce mouvement a été reproduite à partir des données sur la pression du courantomètre le plus élevé à la station 6, où des courants forts ont été observés, y compris des ascensions verticales atteignant jusqu'à 45 m. En utilisant les données sur la pression pour calculer les ascensions verticales et, de là, l'angle de l'inclinaison de l'amarrage, il a été possible d'obtenir les vitesses horizontales dues au mouvement du dispositif, qui ont été soumises à l'analyse harmonique. Des vitesses de 0,2 cm/s ou moins ont été calculées aux fréquences des composantes de marée diurne et semi-diurne.

En plus des courants directement produits par les mouvements des dispositifs d'amarrage, les changements dans les courants causés par des asxensions verticales à travers des zones de cisaillements verticaux de courant peuvent fausser les résultats. Dans ce cas également, cet effet a été simulé à l'aide des données sur la pression du courantomètre le plus élevé à la station 6 en utilisant les cisaillements moyens instantanés entre les données obtenues par le courantomètre le plus élevé et celles obtenus par le courantomètre du milieu. Dans cette simulation, la vitesse des courants aux fréquences des composantes de marée diurne et semi-diurne s'établissait à 0,7 cm/s ou moins.

D'autres phénomènes que des courants de marée peuvent causer des variations aux fréquences de marée. L'une d'entre eux, qui revêt une grande importance, est l'oscillation inertielle, qui, aux latitudes de la zone considérée a une fréquence de l'ordre des composantes de marée semi-diurne (voir Figure 5.5-1). L'amplitude des oscillations inertielles varie de façon marquée avec la profondeur et est commandée en grande partie par les fluctuations du vent de surface. A 35 m, la vitesse des oscillations inertielles est typiquement de 20 cm/s au large de la côte est de l'île de Baffin, là où ont été observées les oscillations les plus importantes. A 250 m de profondeur, elles ne sont plus que de 3 ou 4 cm/s (voir section 5.5). En raison de leur courte durée (4 à 7 jours), et du fait que des phénomènes individuels sont en phase aléatoire les uns avec les autres, la contamination des courants de marée est réduite. Les comparaisons des oscillations inertielles avec les résultats des analyses harmoniques de la station 13 indiquent que la contribution des oscillations inertielles à la bande de fréquences semi-diurnes est réduite d'un facteur variant d'environ deux à quatre à partir de l'amplitude réelle au cours d'une observation de cinquante jours.

En plus des oscillations inertielles, d'autres variations à fréquences semi-diurnes et diurnes se produisent en même temps que les courants de marée eux-mêmes. La meilleure illustration de ce phénomène est fournie par l'autospectre des courants (voir section 5.1), qui montre les niveaux de fond des variations dans les bandes

de fréquences diurnes et semi-diurnes. Une partie des variations de fond sont dues aux erreurs de mesure aléatoires mentionnées ci-dessus. L'énergie spectrale de fond varie selon l'emplacement et la profondeur, et semble s'accroître là où se manifestent des pics importants d'énergie spectrale synoptique. Aux profondeurs nominales de 35 m, les niveaux de fond maximum sont de 1,2 cm/s (stations 4 et 6). Le niveau de fond décroît avec la profondeur: à 250 et 500 m, celui-ci est de 0,8 cm/s ou moins.

En résumé, la précision de l'analyse de marée est limitée par les erreurs de mesure, la contamination causée par le mouvement des dispositifs d'amarrage et d'autres phénomènes océaniques comme les oscillations inertielles. A 35 m de profondeur, les erreurs dues aux oscillations inertielles peuvent être d'une telle importance que l'analyse de marée semi-diurne n'est pas valable. A une plus grande profondeur, l'effet des oscillations inertielles est considérablement réduit à des niveaux de 2 cm/s ou moins. En combinant les erreurs dues au mouvement des dispositifs d'amarrage et aux variations de fond $((0,2^2 + 0,7^2 + 1,2^2)^{1/2})$, on obtient des écarts de 1,4 cm/s de la valeur réelle à une profondeur de 35 m. Dans le cas de profondeurs de 250 m ou plus, les écarts sont de 1,0 cm/s ou moins.

5.4.3 Courants de marée M_2

Comme introduction à l'examen des variations spatiales des courants de marée M_2, la Figure 5.4-2 présente une carte des résultats des analyses harmoniques. L'ellipse du courant de marée est illustrée à chaque station de mesure. Le programme d'analyse harmonique décompose les courants de marée en deux vecteurs dont la rotation s'oppose et qui, en s'additionnant, tracent une ellipse. L'axe semi-principal de l'ellipse représente l'amplitude maximale du courant de marée, tandis que l'inclinaison indique l'angle entre la direction de l'écoulement de marée maximal et l'est vrai, en degrés dans le sens anti-horaire (apparaissant au Tableau 5.4-1).

La vitesse des courants de marée M_2 varie de 4,4 à 7,2 cm/s à l'est de l'île Devon et du détroit de Lancaster. Vers l'ouest à travers le partie méridionale du détroit de Lancaster, les vitesses du courant M_2 décroissent à partir d'environ 4 cm/s a l'embouchure du détroit, jusqu'à environ 2 cm/s à quelque 100 km à l'intérieur. Les courants de marée M_2 décroissent vers le sud dans la partie ouest de la mer de Baffin. Au large du cap Adair sur la côte est de l'île de Baffin, les vitesses n'atteignent que de 2 à 3 cm/s, tandis qu'elles sont de 5 cm/s dans le goulet de Pond et de moins dans le goulet Navy Board.

Une comparaison des phases des hauteurs de marée M_2 avec les courants de marée indique que la marée M_2 possède les caractéristiques d'une onde stationnaire dans l'est du détroit de Lancaster, les courants de marée retardant par rapport aux hauteurs de seulement 20 degrés. Au large de la côte est de l'île Devon et

Tableau 5.4-1

Paramètres de l'ellipse du courant de marée M_2 et renseignements sur les stations de mesure quant à l'emplacement et à la période de collecte des données.

Station Id.	Lat.	Long.	Période Début	Période Fin	No. de jours	Profond. (M.)	Semi Maj. (cm/s)	Semi Min. (cm/s)	Inclination Deg.	Phase Deg.
A	75°42'	77°52'	26/07/79	24/09/79	60	125	4,62	2,23	65,	158,
B	75°26'	76°21'	27/07/79	26/09/79	61	125	7,30	-,63	129,	43.
C	75°00'	79°09'	25/07/79	18/09/79	55	250	5,93	-,35	97,	23,
2	74°55'	78°41'	04/08/78	21/07/79	351	250	7,08	-,79	84,	36,
D	74°58'	78°29'	25/07/79	25/09/79	62	125	5,85	-,41	102,	32,
3	74°56'	76°53'	03/08/78	21/09/78	50	250	5,57	,47	143,	62,
1	74°35'	79°26'	04/08/78	21/07/79	343	250	1,89	,68	112,	172,
F	74°30'	79°12'	04/08/79	18/09/79	45	125	2,45	,85	72,	149,
10	74°31'	77°19'	03/08/78	28/09/78	57	250	4,74	,94	146,	69,
4	74°30'	80°38'	05/08/78	17/09/78	43	250	4,50	-,49	179,	93,
5	74°09'	80°19'	06/08/78	29/08/78	23	250	3,97	,19	4,	103,
6	74°26'	81°55'	01/08/79	22/09/79	52	250	4,58	,26	10,	113,
77-1	74°05'	81°11'	29/07/79	29/09/79	62	250	3,98	-,21	5,	100,
H	74°07'	82°11'	01/08/79	22/09/79	52	250	3,94	-,33	177,	119,
J	74°09'	82°54'	02/08/79	20/09/79	49	500	2,10	,78	159,	87,
K	74°08'	83°21'	03/08/79	20/09/79	48	500	1,86	,48	24,	127,
I	73°50'	82°08'	02/08/79	22/09/79	51	500	3,64	,15	179,	109,
O	73°37'	81°05'	12/08/79	12/09/79	31	250	1,21	,46	112,	118,
L	73°52'	80°11'	29/07/79	18/09/79	51	500	3,08	,52	167,	88,
M	73°47'	80°15'	29/07/79	21/09/79	54	250	3,54	,60	152,	73,
8A	73°45'	78°47'	29/09/78	28/07/79	302	250	4,86	-,10	177,	92,
8	73°42'	78°11'	01/08/78	27/09/78	58	250	7,22	-1,10	157,	71,
7	74°07'	78°29'	02/08/78	16/09/78	45	250	4,53	,01	164,	86,
N	74°03'	78°12'	05/08/79	26/09/79	52	250	3,02	,58	156,	84,
9	74°07'	77°25'	02/08/78	28/09/78	57	250	5,41	-,53	168,	82,
P	72°49'	77°02'	11/08/79	04/09/79	23	250	5,22	-,01	168,	65,
11	72°23'	74°04'	11/08/78	26/09/78	47	125	5,75	-,83	163,	81,
13	72°31'	72°46'	11/08/78	08/08/79	362	250	3,49	,13	145,	71,
Q	71°40'	71°01'	10/08/79	01/10/79	53	125	2,47	-,39	102,	174,
R	71°46'	70°45'	09/08/79	01/10/79	53	250	2,33	,72	139,	38,

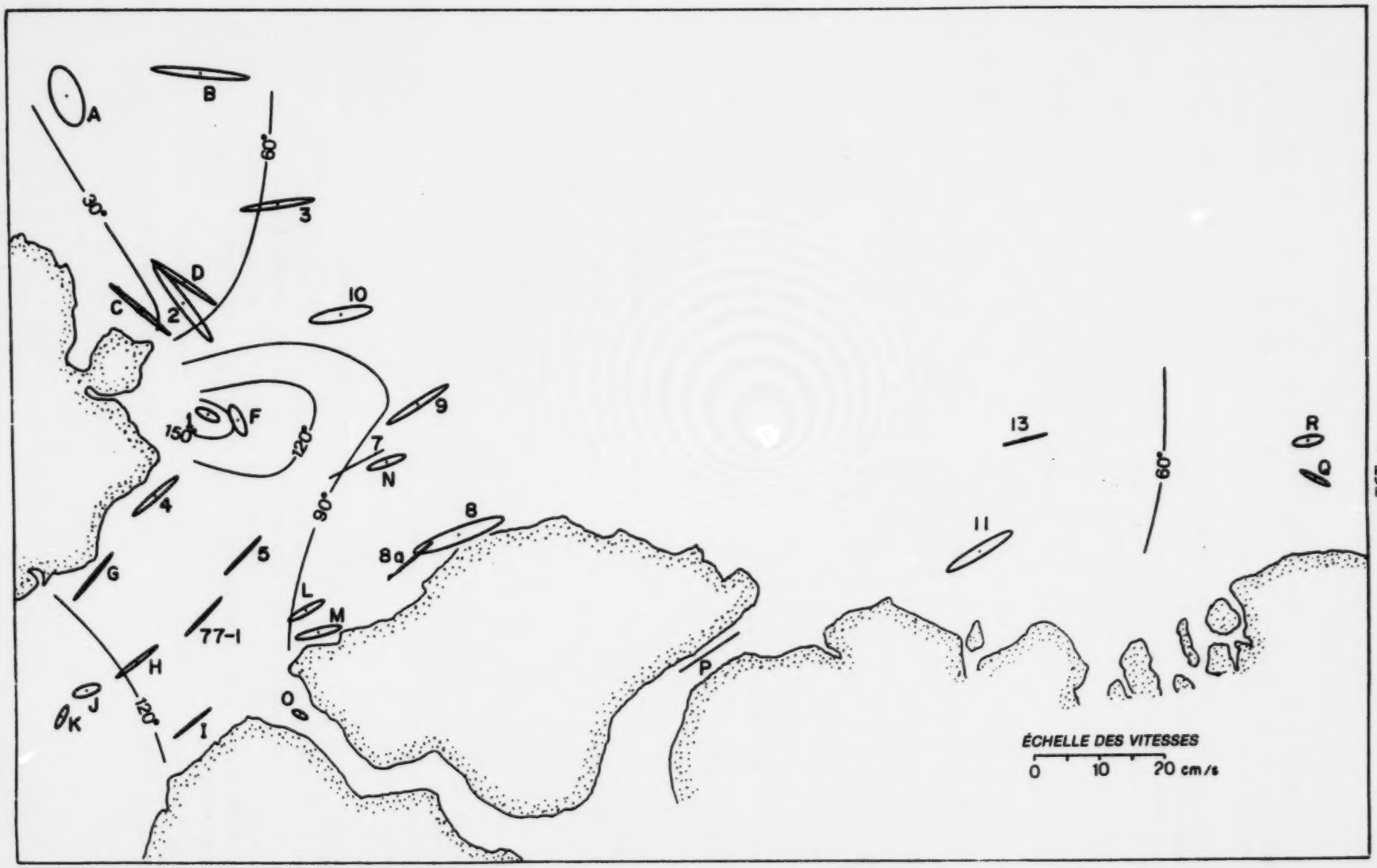


Figure 5.4-2 Ellipse du courant de marée M_2 selon les données courantométriques.

de l'île de Baffin, la phase des courants M_2 suit les hauteurs de marée de 60-100 degrés, ce qui indique que la marée M_2 dans ces régions est plutôt caractéristiques de l'onde progressive.

Des courants M_2 anormaux s'observent au large de la côte sud-est de l'île Devon (stations 1 et F). A cet endroit, les vitesses sont appréciablement plus faibles (1,9 et 2,4 cm/s) que dans les régions adjacentes. De même, les phases sont anormalement plus grandes, de l'ordre de 50 degrés ou plus qu'à tous les autres points de mesure avoisinants. Ce phénomène pourrait être dû à une transition des régimes de courant de marée du nord-ouest de la mer de Baffin à ceux du détroit de Lancaster.

5.4.4 Courants de marée K_1

La Figure 5.4-3 présente une carte des courants de marée K_1 basée sur la même méthode d'analyse et comportant des observations effectuées à 250 m. Les résultats K_1 comprennent l'analyse des données à 35 m quand il n'y a pas d'autres mesures disponibles (station E), étant donné que les oscillations inertielles n'influent pas sur les courants de marée K_1. De même que pour les courants de marée M_2, l'orientation des courants de marée K_1 tend à être parallèle à la côte pour les stations de courantomètres situées au large de la péninsule Philpots, les courants de marée K_1 sont orientés dans le sens est-ouest à 70 km au large. A mesure qu'on se rapproche de la côte, les courants sont plutôt dans le sens nord-sud.

Contrairement aux courants de marée M_2, les courants K_1 se renforcent dans le détroit de Lancaster comparativement au nord-ouest de la mer de Baffin. Des vitesses typiques de 2,5 à 3,5 cm/s s'observent au large de la côte est de l'île Devon et de l'embouchure du détroit. Dans le détroit de Lancaster, les courants de marée K_1 ont des vitesses de 5 à 8 cm/s, les valeurs maximales étant observées sur les côtes du détroit comparativement au milieu. Au large de la côte est de l'île Bylot, au sud du goulet de Pond, les courants de marée K_1 diminuent considérablement, tombant sous 1,5 cm/s, et ne peuvent être distingués des bruits de fond. Les courants de marée K_1 dans les Inlets de Navy Board et Pond sont également faibles, ayant des vitesses de 2,2 et 1,5 cm/s respectivement

La marée K_1 semble se comporter comme une vague stationnaire à l'est de l'île Devon, les phases des hauteurs de marée et des courants de marée ne diffèrent que de 20-30 degrés dans la zone où se manifestent des oscillations de courant de marée K_1 mesurables. Dans l'est du détroit de Lancaster, les vagues sont intermédiaires entre les ondes stationnaires et les ondes progressives.

Tableau 5.4-2

Paramètres de l'ellipse du courant de marée K_1 et renseignements sur les stations de mesure quant à l'emplacement et à la période de collecte des données.

Station Id.	Lat.	Long.	Période Début	Période Fin	Nombre de jours	Profond. (M.)	Semi Maj. (cm/s)	Semi Min. (cm/s)	Inclination Deg.	Phase Deg.
A	75°42'	77°52'	26/07/79	24/09/79	60	125	1,85	-,73	16,	110,
B	75°26'	76°21'	27/07/79	26/09/79	61	125	1,63	-1,02	11,	65,
C	75°00'	79°09'	25/07/79	18/09/79	55	250	2,37	-,05	91,	109,
2	74°55'	78°41'	04/08/78	21/07/79	351	250	3,64	-,44	58,	113,
D	74°58'	78°29'	25/07/79	25/09/79	62	125	2,40	-,20	65,	117,
E	74°59'	77°52'	25/07/79	25/09/79	62	35	2,86	-1,52	47,	109,
3	74°56'	76°53'	03/08/78	21/09/78	50	250	2,96	-1,51	21,	118,
1	74°35'	79°26'	04/08/78	21/07/79	343	250	4,68	-,46	23,	183,
F	74°30'	79°12'	04/08/79	18/09/79	45	125	3,53	-,01	33,	125,
10	74°31'	77°19'	03/08/78	28/09/78	57	250	2,85	1,39	25,	121,
4	74°30'	80°38'	05/08/78	17/09/78	43	250	7,01	,15	25,	146,
5	74°09'	80°19'	06/08/78	29/08/78	23	250	5,61	,69	1,	134,
G	74°26'	81°55'	01/08/79	22/09/79	52	250	8,03	,22	5,	134,
77-1	74°05'	81°11'	29/07/79	29/09/79	62	250	4,76	,14	1,	133,
H	74°07'	82°11'	01/08/79	22/09/79	52	250	5,56	,31	177,	140,
J	74°09'	82°54'	02/08/79	20/09/79	49	500	5,86	,30	177,	140,
K	74°08'	83°21'	03/08/79	20/09/79	48	500	5,45	,34	10,	146,
I	73°50'	82°08'	02/08/79	22/09/79	51	500	6,59	-,01	4,	136,
O	73°37'	81°05'	12/08/79	12/09/79	31	250	2,25	,27	115,	134,
L	73°52'	80°11'	29/07/79	18/09/79	51	500	4,06	-,56	160,	151,
M	73°47'	80°15'	29/07/79	21/09/79	54	250	7,64	-,82	158,	139,
8A	73°45'	78°47'	29/09/78	28/07/79	302	250	3,36	,01	178,	125,
8	73°42'	78°11'	01/08/78	27/09/78	58	250	4,84	,60	168,	176,
7	74°07'	78°29'	02/08/78	16/09/78	45	250	3,53	-,29	3,	134,
N	74°03'	78°12'	05/08/79	26/09/79	52	250	2,70	-,41	6,	134,
9	74°07'	77°25'	02/08/78	28/09/78	57	250	2,43	-,55	179,	131,
P	72°49'	77°02'	02/08/79	01/10/79	50	35	1,47	-,79	2,	269,
11	72°23'	74°04'	11/08/78	26/09/78	47	125	1,25	-,31	109,	302,
13	72°31'	72°46'	11/08/78	08/08/79	362	250	,51	,10	125,	344,
Q	71°40'	71°01'	10/08/79	01/10/79	53	125	,48	,04	179,	260,
R	71°46'	70°45'	09/08/79	01/10/79	53	250	,32	-,18	79,	232,

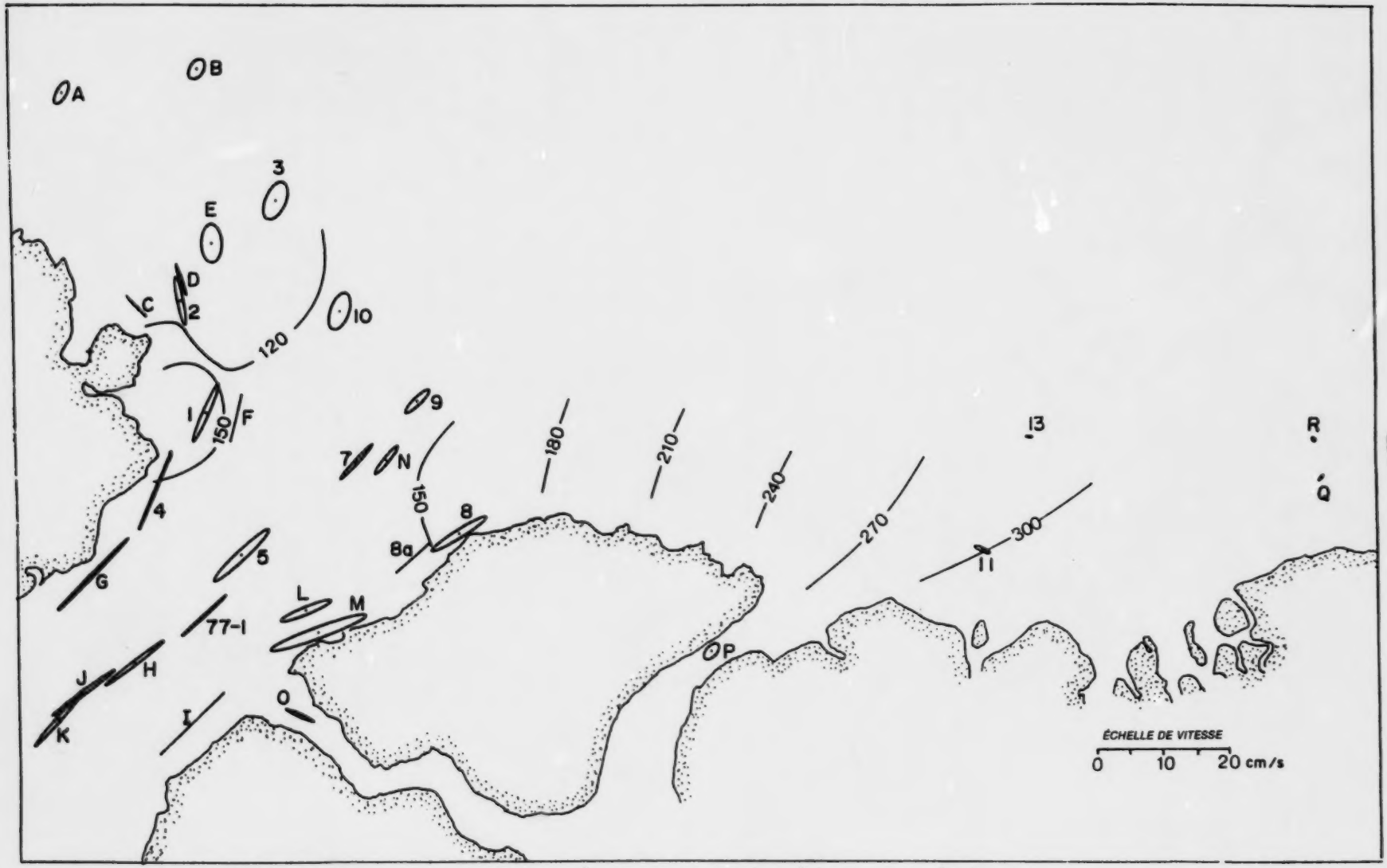


Figure 5.4.3 Ellipses du courant de marée K_1 selon les données courantométriques.

5.4.5 Marées internes

Jusqu'à présent, l'exposé a surtout insisté sur les variations spatiales des courants de marée à des profondeurs semblables. En plus des changements spaciaux horizontaux, on observe également dans les courants de marée, des modifications verticales, causées par des marées internes. La mécanisme de production des marées internes le plus généralement accepté est "la réaction à l'entraînement des surfaces isopycnes au-dessus des caractéristiques topographiques par la marée de surface" (Wunsch 1975). Les modifications de la vitesse du courant de marée interne avec la profondeur dépendent de la stratification locale de densité; les changements les plus importants s'observent au-dessus de profondeurs qui présentent les gradients verticaux de densité les plus élevées. Dans la région considérée, les gradients de densité maximum se trouvent dans les 100 m supérieurs, des modifications appréciables étant observées jusqu'à des profondeurs d'environ 300 m.

En raison de la latitude élevée de la région considérée, toutes les composantes de marée interne dans le groupe de fréquences diurnes et certaines de celles du groupe de fréquences semi-diurnes sont orientées vers le pôle relativement à la latitude inertielle (Figure 5.5-1). Conséquemment, des ordres internes de déplaçant librement ne sont pas prévues à la fréquence de ces composantes. Cependant, des marées internes peuvent se manifester localement sous la forme d'ondes piégées au-dessus du fond accidenté.

La détection des marées internes M_2 est difficile en raison de la contamination de l'analyse de la marée par des oscillations inertielles dans la partie supérieure de la colonne d'eau. Cependant, les courants de marée K_1 favorisent la recherche des marées internes.

Aux stations du détroit de Lancaster, la variation des courants de marée est relativement uniforme avec la profondeur (de moins de 38% aux stations 77-1, 77-3, G, H, I et J). Dans le nord-ouest de la mer de Baffin, les niveaux réduits des courants de marée K_1 rendent difficiles les comparaisons significatives avec la profondeur. Cependant, une grande variation verticale des courants de marée K_1 est visible aux stations au large de la côte nord-ouest de l'île Bylot, dans le voisinage du cap Hay (voir Figure 5.4-4). La vitesse K_1 à la station M qui est de 15,0 cm/s à 64 m de profondeur, décroît jusqu'à 7,6 cm/s à 244 m et n'atteint plus que 2,5 cm/s à 476 m. Les changements avec la profondeur diminuent avec la distance de la côte, comme l'indiquent les mesures obtenues aux stations 6 et L, mais demeurent significatifs. Conséquemment, les marées internes K_1 pourraient revêtir une importance considérable localement. Cependant, elles ne semblent pas significatives dans la majeure partie de la région du large considérée.

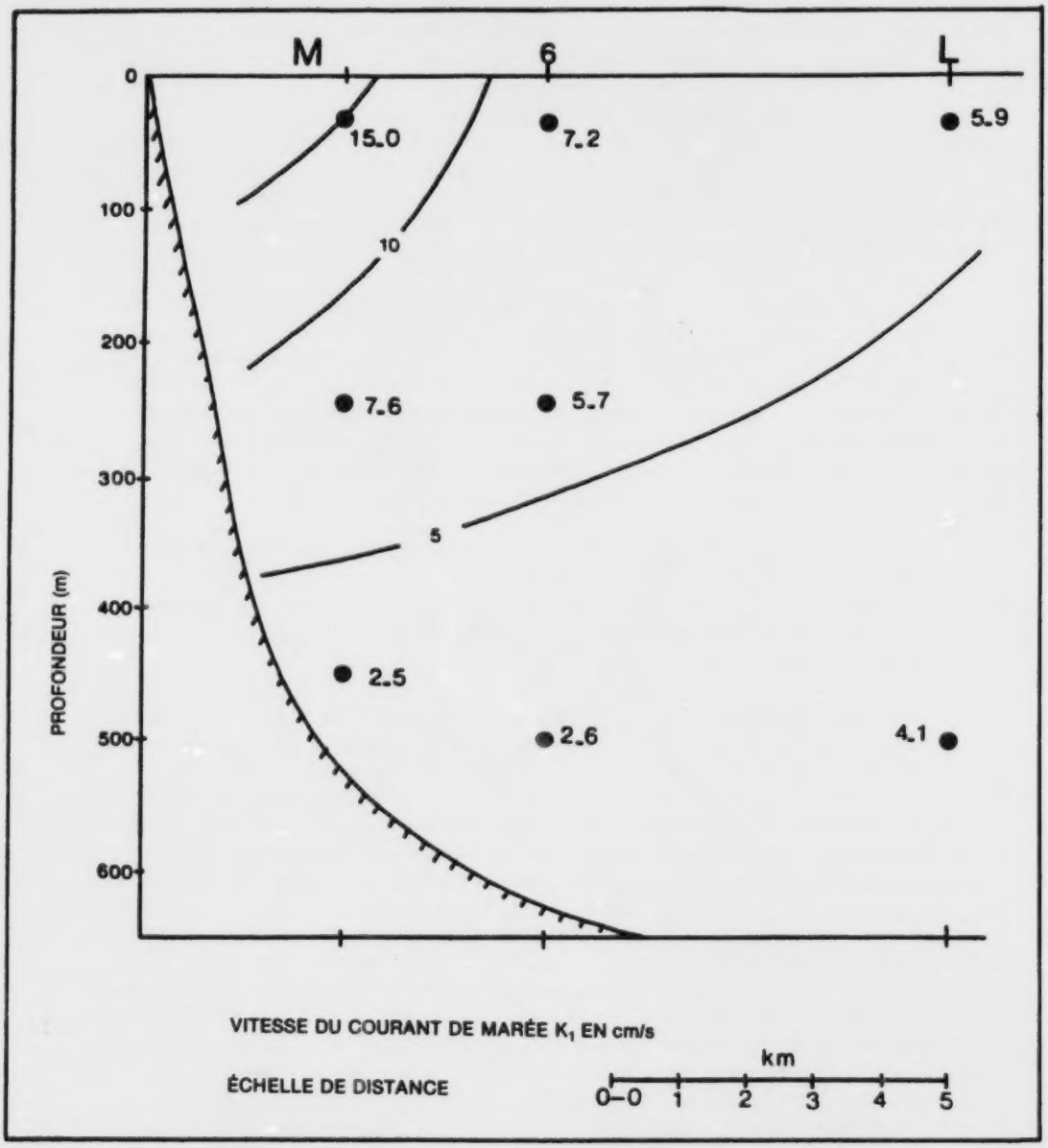


Figure 5.4.4 Variations dans la vitesse des courants de marée K_1 avec la profondeur et l'éloignement de la côte nord-ouest de l'île Bylot.

5.4.6 Courants de marée dans les zones littorales

La description des courants de marée présentée ci-dessus s'appuie sur des observations recueillies à des distances considérables de la côte (3 à 84 km). Les courants de marée pourraient être beaucoup plus importants dans les eaux moins profondes des zones littorales. Le renforcement des courants de marée K_1 causé par les marées internes a été montré ci-dessus. Cependant, les données les plus proches du rivage ont été recueillis à des profondeurs dépassant 500 m.

En 1974, le Service hydropgraphique du Canada a mesuré des courants à 73°43.0'N 84°48.6'O, dans le détroit de Lancaster, au large du cap Crauford sur la presqu'île de Brodeur, à une profondeur de 85 m. Les données en série chronologique, soumises à une analyse harmonique, ont révélé des vitesses de courants de marée K_1 et M_2 de 18,5 et 20,8 cm/s respectivement, c'est-à-dire plusieurs fois celles des composantes de marée aux stations au large. L'influence topographique se reflète dans la correspondance de l'orientation des courants de marée avec la bathymétrie locale de même que les vitesses accrues.

5.4.7 Résumé

Les courants de marée qui se trouvent dans la majeure partie de la région considérée sont relativement faibles, leurs vitesses K_1 et M_2 étant inférieures à 8,0 cm/s. Etant donné que les zones de grands courants de marée K_1 et M_2 ne coïncidaient pas, les plus grands courants de marée du large, représentés comme la somme de deux composantes principales, coulaient typiquement à des vitesses de 8 à 10 cm/s sans dépasser 12 cm/s. Aux stations littorales, les courants de marée peuvent être beaucoup plus importants. Une marée interne K_1 au large du cap Hay produit des vitesses de 15 cm/s près de la surface. A une station dans des eaus peu profondes du détroit de Lancaster, les courants de marée combinés K_1 et M_2 atteignaient une vitesse de 38 cm/s.

5.5 Oscillations inertielles

5.5.1 Introduction

Les oscillations inertielles sont des variations des courants d'eau qui se produisent à une fréquence inertielle de 2 sin ϕ révolutions par jour sidétal, où ϕ est la latitude. Sous leur forme la plus simple les oscillations inertiellles sont des mouvements circulaires dont la rotation s'effectue dans les sens des aiguilles d'une montre, dans l'hémisphère nord.

Les mouvements des périodes inertielles ont fait l'objet de nombreuses observations dans une vaste gamme de latitudes et de profondeurs (Webster, 1968). Dans les zones boréales, Saelen (1963)

a mesuré les mouvements de période inertielle au large de la côte de la Norvège au 63°N. Au cours du passage d'une dépression atmosphérique dans la région, des oscillations inertielles dont la vitesse normale du courant était de 15 cm/s ont été relevées à 10 m de profondeur. Hunkins (1967) a décelé des preuves indirectes d'oscillations inertielles dans la couche supérieure de l'océan Arctique. Il a démontré que l'île de glace T-3 située à 83°N 156°O subissait des oscillations inertielles d'une vitesse de 10 cm/s qui coïncidaient avec les fluctuations du vent de surface.

5.5.2 Techniques d'analyse

L'une des difficultés rencontrées dans la détermination des oscillations inertielles dans les régions polaires est due au fait que la période inertielle dans ces régions est de près de 12 heures, ce qui correspond à la gamme des périodes des composantes tidales semi-diurnes (voir Figure 5.5-1). Pour mesurer avec précision les oscillations inertielles d'après les variations tidales, il faut disposer d'une long relevé des observations des courants pour obtenir la résolution de fréquence nécessaire. Cependant, étant donné que les oscillations inertielles se produisent souvent comme phénomènes individuels, selon une succession de phénomènes n'ayant aucun rapport entre eux, les oscillations doivent être calculées au cours d'une période d'observation dont la durée est comparable à la durée des phénomènes individuels. Par conséquent, les oscillations inertielles sont difficiles à déterminer, même à partir de relevés effectués sur une longue période.

Dans la région à l'étude, les courants tidaux sont relativement faibles; la vitesse du courant de la plus grande composante tidale (M_2) est de l'ordre de 1,2 à 8 cm/s selon l'emplacement (voir section 5.4). En présence d'oscillations inertielles dont la vitesse est considérablement plus élevée que celle des composantes tidales semi-diurnes, il devrait être possible de déceler les oscillations inertielles. En outre, il est possible d'éliminer une grande partie des courants tidaux dans les stations où de longues (1 an) séries chronologiques d'observation ont été effectuées. Ceci est réalisé en utilisant des programmes d'analyse harmonique normalisés (Foreman, 1978) permettant de prévoir les courants tidaux, puis en soustrayant ces variations des séries chronologiques. En ce qui concerne les courtes périodes d'observation, l'algorithme de l'analyse harmonique ne suffit pas pour déterminer les oscillations inertielles d'après les oscillations tidales, Dans les longues séries chronologiques, les oscillations invertielles risquent moins de fausser les résultats de l'analyse tidale.

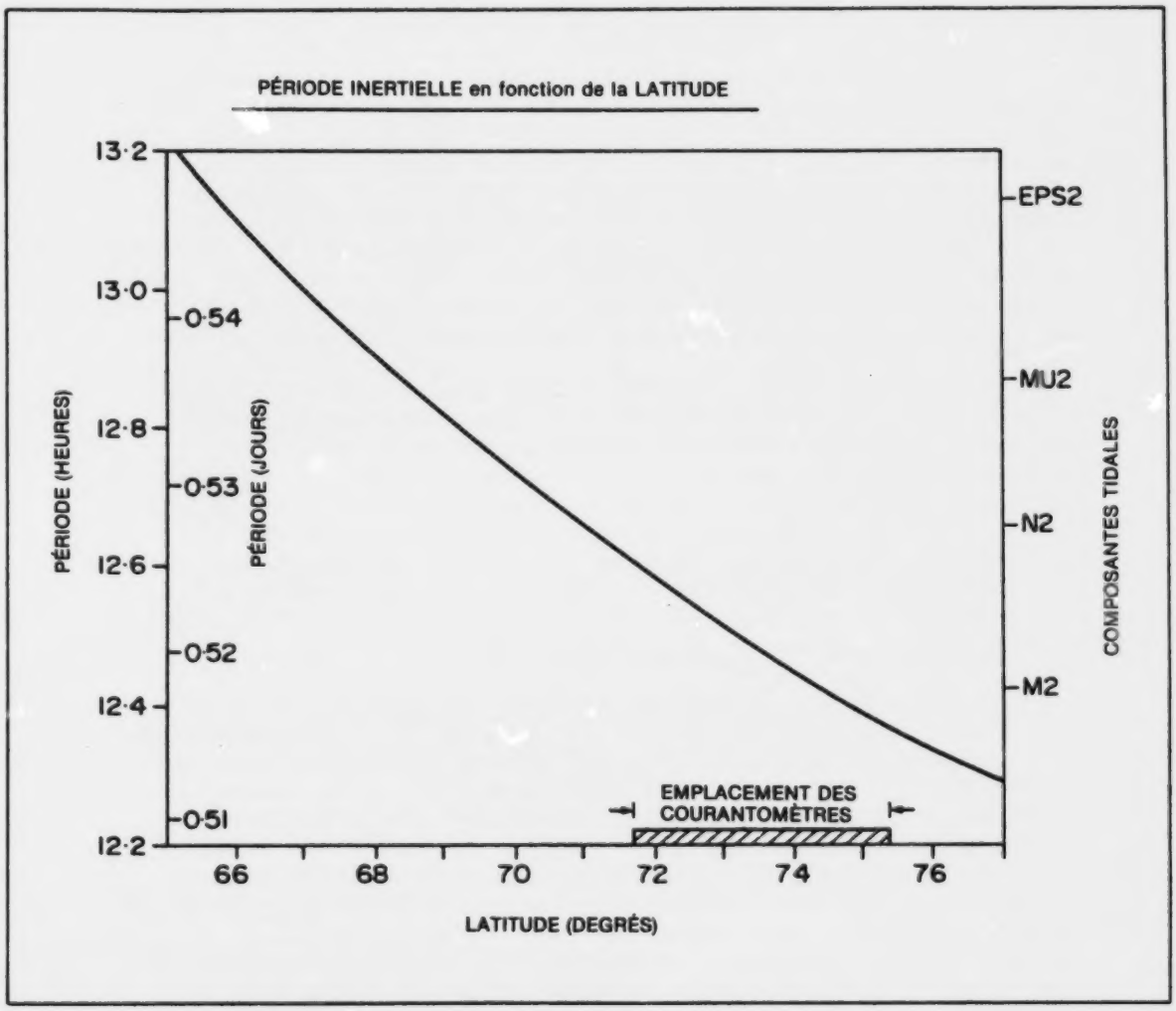


Figure 5.5.-1 Période d'oscillations inertielles en fonction de la latitude.

5.5.3 Oscillations inertielles - station 78-13

Pour commencer l'étude, analysons d'abord les données relatives aux oscillations inertielles de la station 78-13. A cet emplacement, les mesures des courants à des profondeurs nominales de 23, 250 et 500 m sont connues pour une période de 362 jours. Le site des mesures se trouve à 72°31' de latitude N, à environ 75 km au large de la côte est de l'île de Baffin, à une profondeur de 840 m où la composante tidale M_2 a une vitesse de 3,5 cm/s.

Pour recueillir les données horaires exprimées en chiffres décimaux, l'on a installé un filtre numérique récursif à impulsion finie avec lequel ont été relevées toutes les variations de courant au cours des périodes comprises entre 1,5 et 2,5 cycles par jour (ce filtre sera appelé ci-après SD, voir Figure 5.5-2).

Un tracé du courant analysé par le filtre passe-bande présentait une différence marquée quant à l'amplitude des variations semi-diurnes avant et après novembre 1978 (voir Figure 5.5-3A). De novembre 1978 à juin 1979, les variations semi-diurnes étaient réduites d'un facteur de deux ou plus. Il semble évident que le changement est lié à la formation d'un manteau glaciel couvrant entièrement la surface (l'englacement a commencé à la fin d'octobre et était très développé en novembre 1978). En présence d'une vaste couverture de glace de mer, le vent de surface ne peut plus créer efficacement des oscillations inertielles dans l'eau sous-jacente.

Il est possible que les changements du vent de surface puissent occasionner des oscillations inertielles dans le manteau glaciel, lesquelles pourraient entraîner des oscillations inertielles dans les couches superficielles de l'eau. C'est ce qui se produit, par exemple, avec les oscillations inertielles de l'île de glace T-3 (Hunkins, 1967). Les vitesses inférieures des oscillations intertielles, observées à 35 m de profondeur dans la présente étude, indiquent que ce phénomène est moins efficace dans la formation des oscillations inertielles au niveau du courantomètre le plus près de la surface que ne l'est le vent de surface.

Pour mieux relever les oscillations inertielles, l'on a effectué l'analyse harmonique des courants du filtre passe-bande SD du 15 novembre 1978 au 30 juin 1979, période au cours de laquelle l'analyse risque le moins d'être faussée par les oscillations inertielles. D'après cette analyse, des prévisions des courants tidaux semi-diurnes ont été faites pour toute la période de 362 jours de la série chronologique du filtre passe-bande SD (Figure 5.5-3 B)). Après avoir soustrait les courants tidaux prévus des courants du filtre passe-bande, la série chronologique obtenue présente les oscillations inertielles ainsi que d'autres variations semi-diurnes dues aux erreurs de mesure et aux courants tidaux internes non résolus.

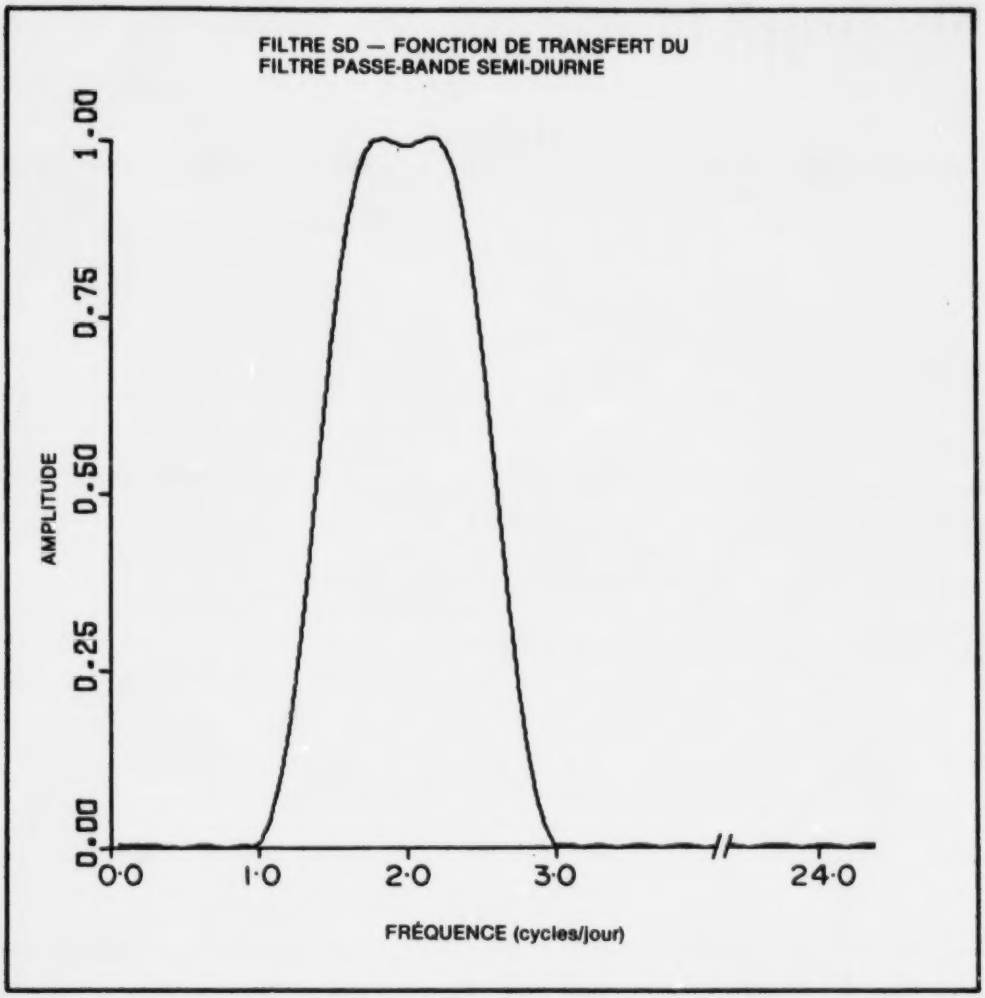


Figure 5.5-2 Fonction de transfert du filtre passe-bande semi-diurne utilisé dans l'analyse des oscillations inertielles.

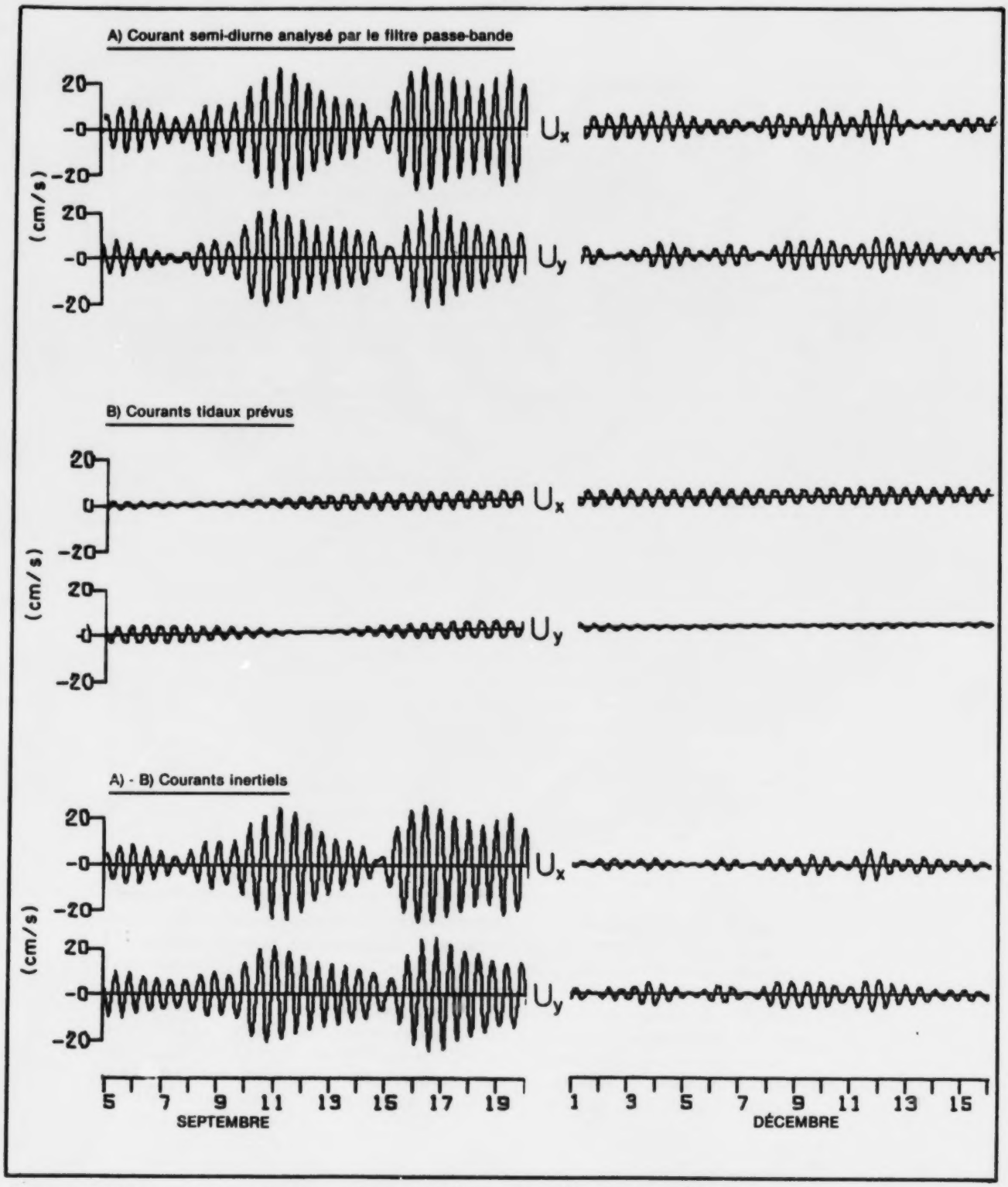


Figure 5.5-3 Station 13, 35 m de profondeur, données de la série chronologique du courantomètre: a) données sur les courants analysés par le filtre passe-bande, b) courant tidal semi-diurne prévu et c) différence entre a) et b) où dominent les oscillations.

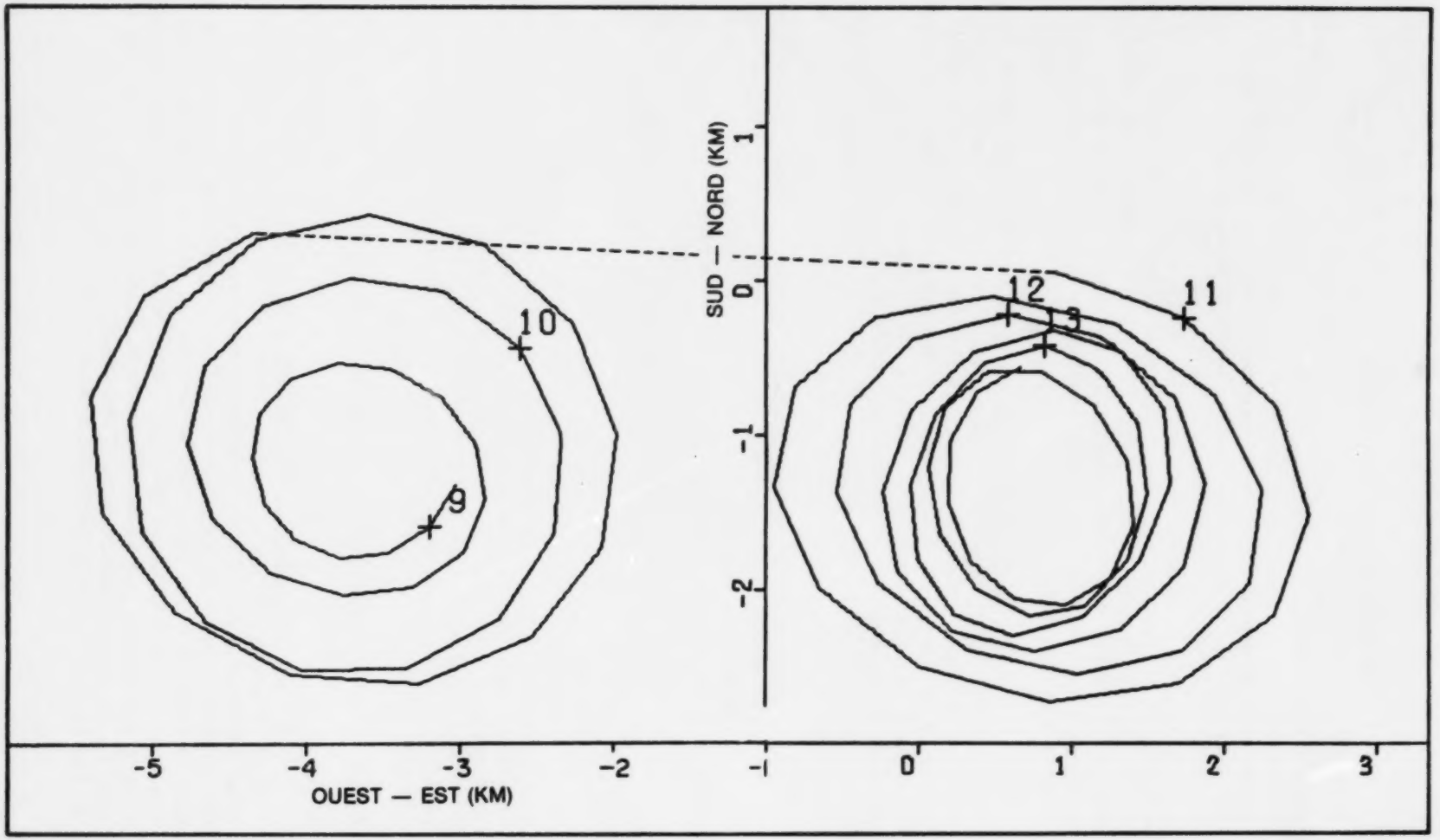


Figure 5.5-4 Diagramme vectoriel progessif des oscillations inertielles calculées pour la station 13, à 35 m de profondeur du 9 au 14 septembre 1978.

Les oscillations inertielles sont facilement identifiées dans les tracés de la série chronologique de la période antérieure à l'englacement. Ces oscillations se produisent individuellement et durent normalement de cinq à sept jours. Un exemple de ce phénomène est donné à la Figure 5.5-4 (du 9 au 14 septembre 1978), sous la forme d'un diagramme vectoriel progressif tel que calculé d'après les courants du filtre passe-bande, après l'élimination des courants tidaux. Les oscillations inertielles tracent des mouvement circulaires dans le sens des aiguilles d'une montre, comme prévu, en commençant par une période de croissance (9 et 10 septembre) suivie d'une période d'amortissement (du 11 au 14 septembre). Le diamètre des oscillations inertielles est habituellement de 2 km et, à l'occasion, atteint presque 4 km pendant les oscillations de pic d'une forte manifestation.

La Figure 5.5-5 a) donne le taux excédentaire des vitesses des courants ayant traversé le passe-bande après la soustraction des courants tidaux. Pendant la période des eaux libres, la vitesse maximale est de 30 cm/s et, dans 10% des cas, les vitesses dépassent 17 cm/s. Par contraste, les vitesses calculées au cours de la période d'englacement sont beaucoup moins élevées, la vitesse maximale étant de 8 cm/s et dans 10% des cas, les vitesses dépassent seulement 4 cm/s.

Pour étudier le comportement des oscillations inertielles à des plus grandes profondeurs, les mêmes techniques d'analyse ont été appliquées aux mesures effectuées à 250 m de profondeur. Les résultats de l'analyse font l'objet d'un diagramme des pourcentages excédentaires des oscillations inertielles (Figure 5.5-5 b). L'ampleur des oscillations inertielles subit une baisse marquée à cette profondeur, la vitesse maximale relevée étant de seulement 12 cm/s.

Les oscillations inertielles qui se produisent à 35 m et à 250 m de profondeur ne semblent pas coïncider dans le temps. Cependant, une partie des oscillations inertielles à 250 m de profondeur était liée aux processus de surface étant donné que des vitesses considérablement plus élevées ont été relevées pendant la période des eaux libres qu'au cours des périodes d'englacement (Figure 5.5.-5 b)).

5.5.4 Oscillations inertielles au large de la côte est de l'île de Baffin

Les oscillations inertielles à la station 13 ont fait l'objet d'une étude approfondie. Pour faire la description d'une plus vaste zone et afin d'étudier la cohérence horizontale des oscillations inertielles, l'on a utilisé les calculs des courants de quatre sites à l'est de l'île de Baffin, en été de 1978, soit les stations 11, 14, 15 ainsi que 13. Dans cette analyse, les courants tidaux ne peuvent pas être efficacement éliminés étant donné que les relevés du courantomètre sont d'une courte durée (50 jours) et qu'ils se limitent aux périodes d'eaux libres. Par contre, la

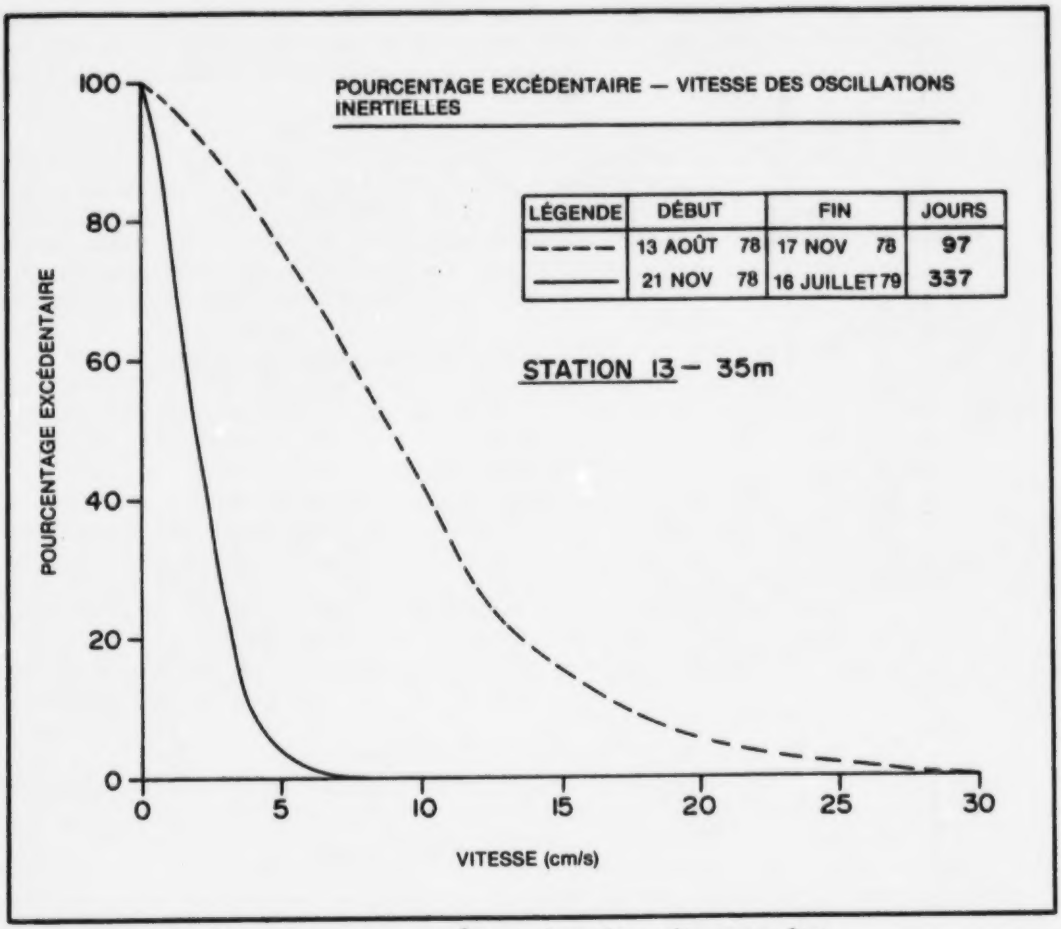


Figure 5.5-5 a) Pourcentage excédentaire des vitesses des oscillations inertielles à a) la station 13, à 35 m de profondeur.

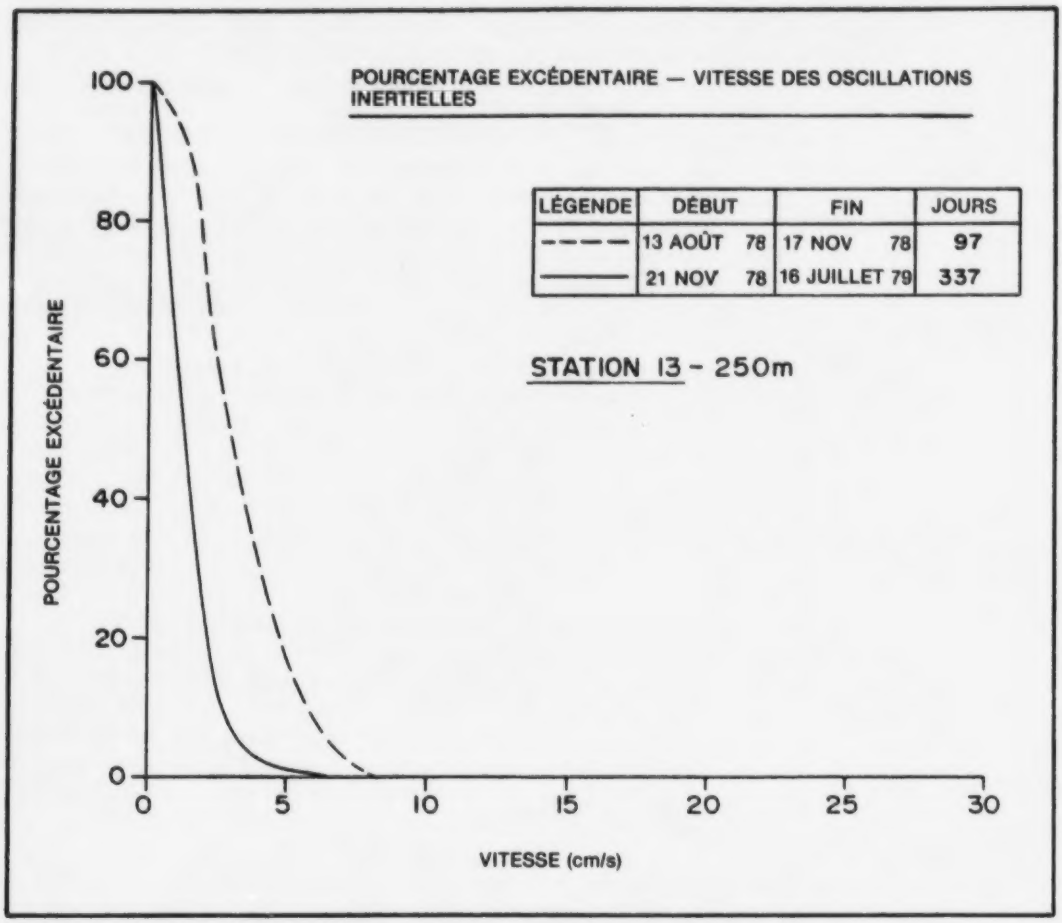


Figure 5.5-5 b) Pourcentage excédentaire des vitesses des oscillations inertielles à b) la station 13, à 250 m de profondeur.

composante septentrionale des courants du filtre passe-bande est présentée à la Figure 5.5-6. Selon l'analyse harmonique à la station 13, la valeur moyenne quadratique de la composante septentrionale des courants tidaux semi-diurnes est de 1,5 cm/s seulement et la valeur maximale au cours d'une période de 362 jours est de 4,7 cm/s.

Les oscillations inertielles sont nettement évidentes dans les courants du filtre passe-bande de chaque station, au large de l'île de Baffin (Figure 5.5-6). L'on peut distinguer les oscillations inertielles des courants tidaux par les vitesses relativement élevées des composantes septentrionales comparativement aux courants tidaux prévus et par les pics irréguliers d'activité des variations semi-diurnes.

D'après l'examen visuel des tracés des séries chronologiques, il semble y avoir peu de cohérence horizontale dans les intensités des oscillations inertielles parmi les quatre sites. Il arrive fréquemment qu'au cours de la même période, d'importantes oscillations inertielles se produisent en un site tandis que dans les autres, les oscillations soient faibles ou modérées. Un tel phénomène, par exemple, a été observé du 9 au 14 septembre: des oscillations inertielles a intensité élevée ont été relevées à la station 13 (Figure 5.5-4) tandis que des oscillations inertielles relativement faibles ont été décelées dans les trois autres stations. Ce manque de toute cohérence évident s'appliquait à toutes les stations jumelées, dont les stations 14 et 15, distantes seulement de 14,5 km.

Dans les deux couples de stations (11 et 13; 14 et 15), des intensité considérablement plus élevées des oscillations inertielles sont présentes dans le site au large. L'écart-type total des courants du filtre passe-bande à la station 13 est supérieur à celui de la station 11 dans une proportion de 47%; entre les stations 14 et 15, ce pourcentage est de 39%. La cause de ces différences n'est pas connue. Une explication possible serait que les vents sont atténués en des endroits littoraux, en raison des effets topographiques; par contre, les stations littorales se trouvent tout de même à une distance considérable du littoral. La structure de densité pourrait peut-être également entraîner cette différence. Etant donné la direction sud des courants dans la région et la densité moins élevée de l'eau provenant de la fonte de la glace et du ruissellement des terres dans les régions situées près des côtes, la stratification des eaux côtières est plus élevée que celle des eaux du large. Une des conséquences de ce phénomène est que la couche du thermocline est moins profonde dans les stations intérieures (8 ± 9 m) comparativement à celle des stations du large (17 ± 9 m) (section 5.9). La couche moins profonde du thermocline ainsi qu'une plus grande stratification ont tendance à limiter les oscillations inertielles à la couche supérieure du thermocline en raison de la difficulté à pénétrer les eaux plus stratifiées situées au-dessous de la couche du thermocline. D'après

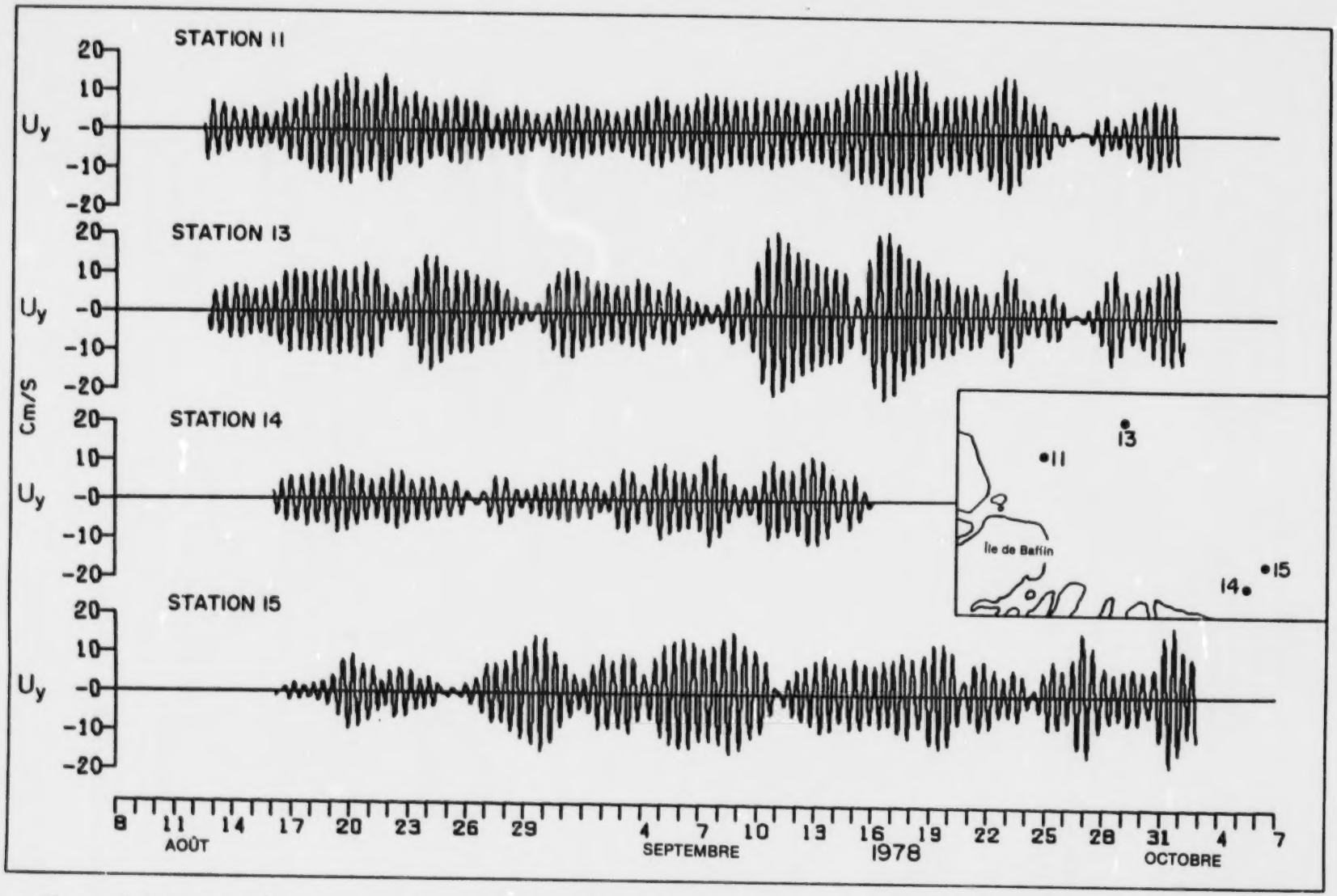


Figure 5.5-6 Relevé des composantes boréales analysées par le filtre passe-bande semi-diurne à 35 m de profondeur, aux stations 11, 13, 14 et 15 m en 1978.

cette explication, les oscillations inertielles à une profondeur de 35 m captées par le courantomètre des couches supérieures, pour les sites littoraux, seraient moins importantes que celles des sites du large, conformément aux comparaisons établies entre les stations jumelées 11 et 13 et 14 et 15.

A la station 13, les oscillations inertielles étaient beaucoup moins grandes à 250 m de profondeur que celles à 35 m de profondeur. Aux stations 11 et 14 qui se situent toutes les deux plus près de la côte, dans des eaux moins profondes (situées respectivement à 158 et à 260 m de profondeur), des données ont été recueillies par le courantomètre à 125 m de profondeur ainsi qu'à 35 m de profondeur. La vitesse des oscillations inertielles à 125 m de profondeur est considérablement moins élevée que celle des oscillations inertielles observée à 35 m de profondeur (voir Figure 5.5-7), l'écart-type étant moins de la moitié de celui établi à 35 m de profondeur. Compte tenu des faibles intensités, la composante orientale analysée par le filtre passe-bande semi-diurne, ne peut pas être considérée comme un indicateur fiable des oscillations inertielles, étant donné qu'elle ne dépasse que de 50% la vitesse des courants tidaux sur le plan d'écart-type. Ce phénomène peut peut-être expliquer, dans une certaine mesure, l'absence de cohérence verticale observale entre les courants du filtre passe-bande à 35 m et 125 m de profondeur. Les oscillations inertielles à 125 m de profondeur, aux stations 11 et 14, ne semblent être que légèrement plus importantes que les oscillations constatées à 250 m de profondeur, à la station 13. Cette comparaison confirme la supposition selon laquelle une forte stratification des eaux littorales limite la pénétration des oscillations inertielles comparativement à la stratification moins importante des sites situés plus au large. Cependant, il est difficile d'établir des comparaisons valables entre les vitesses des oscillations inertielles en raison du risque d'erreur dû aux variations tidales.

5.5.5 Oscillations inertielles au large de la côte est de l'île Devon

L'analyse des oscillations inertielles a été effectuée dans les eaux de l'île Devon, à quelque 350 km au nord de la région étudiée antérieurement. La vitesse des courants tidaux semi-diurnes de cette zone était presque deux fois plus élevée que celle de l'autre région, la composante M_2 présentant une vitesse moyenne de 5 à 7 cm/s et orientée du nord au sud. Les deux régions sont similaires sur d'autres plans; dans les deux zones, une course considérable a été relevée en ce qui concerne les vents nord-sud-est et les courants dominants s'écoulent vers le sud.

Dans un site, à savoir la station D, il a été possible d'éliminer les fluctuations tidales semi-diurnes en soustrayant les courants tidaux prévus, lesquels ont été déterminés à la station 78-2 (à seulement 10 km de distance), où des données sur les

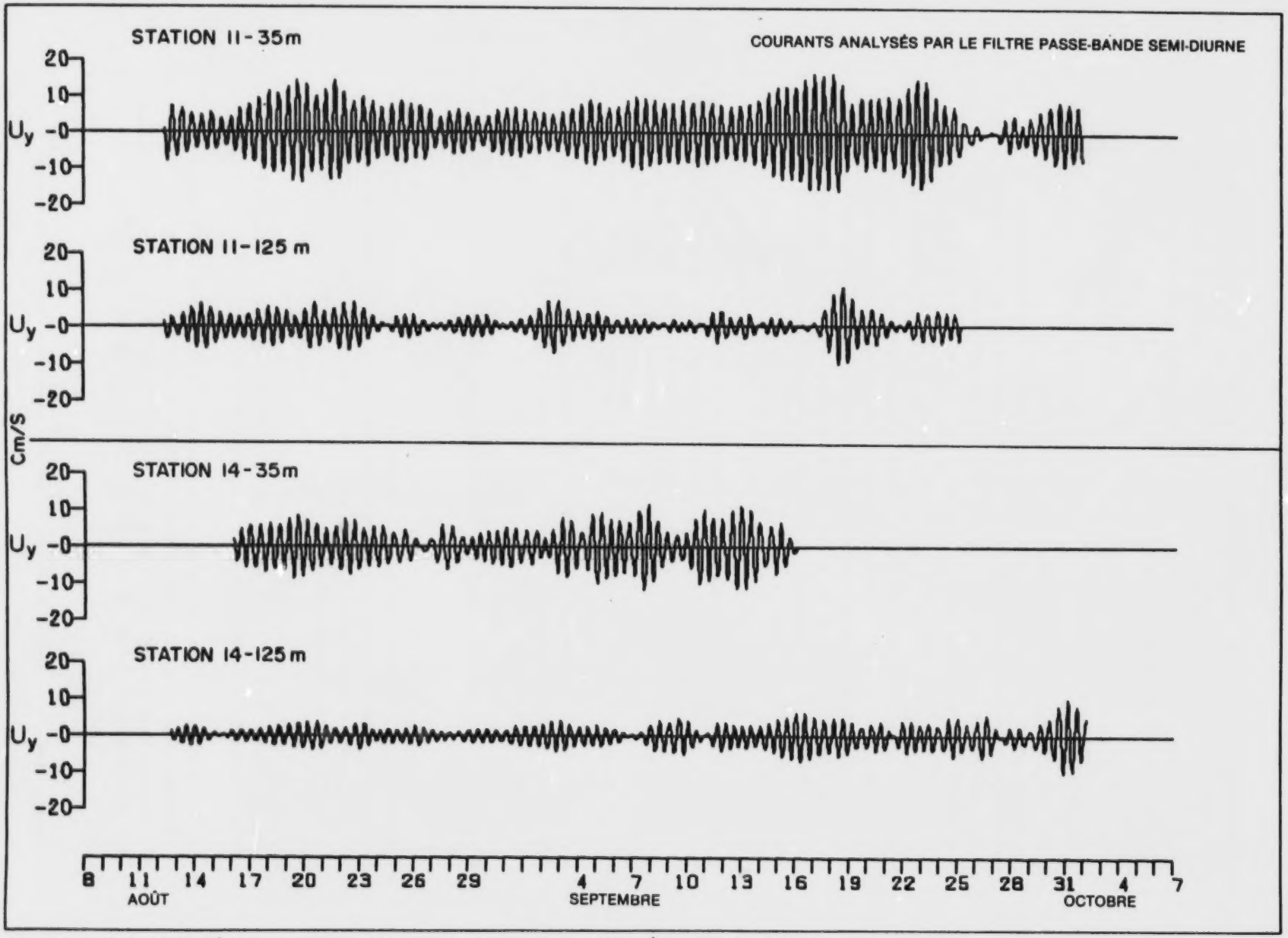


Figure 5.5-7 Relevé des composantes septentrionales analysées par le filtre passe-bande semi-diurne à 35 m et à 125 m de profondeur aux stations 11 et 14, en 1978.

courants étaient accessibles pour la période d'englacement de l'automne 1978 à l'été 1979 (voir Figure 5.5-8). Les oscillations inertielles se produisent au cours de périodes de plusieurs jours et leur vitesse moyenne est de 10 cm/s. A la station D, les oscillations inertielles maximales dont la vitesse de pointe était de 20 cm/s ont été relevées du 19 au 23 août 1979 par suite du passage d'une perturbation cyclonique intense dans la mer de Baffin .

La Figure 5.5-9 donne la composante de l'est des courants semi-diurnes du filtre passe-bande pour les stations C, D et E, lesquelles étaient toutes utilisées en été 1979. Etant donné que les courants tidaux semi-diurnes sont principalement des oscillations nord-sud, les composantes des courants de l'est restent dans une grande mesure intouchées par les variations tidales. Les grandes oscillations inertielles présentes du 19 au 23 août dans toutes les trois stations constituaient la plus importante manifestation de la saison. Par contre, à part cette caractéristique commune, les différences sont plus marquées que les similitudes en ce qui concerne l'activité inertielle. En moyenne, l'activité des oscillations inertielles augmente en direcion du large: l'écart-type de la composante de l'est du filtre passe-bande passe de 3,8 cm/s à la station C, à 4,2 cm/s à la station D et 5,1 cm/s à la station E. Cette différence est peut-être due au fait que les zones situées près du rivage montagneux de l'île Devon sont moins exposées aux vents. Cette baisse pourrait peut-être également s'expliquer par l'augmentation de la stratification des eaux littorales, comme on l'a mentionné auparavant.

La vitesse des oscillations inertielles observées en 1979 à l'est de l'île Devon, semble être moins élevée que celle qui a été relevée à l'est de l'île de Baffin en 1978. Ceci n'implique pas nécessairement que la vitesse est considérablement différente entre les deux régions étant donné que les vents peuvent avoir été très différents au cours des deux années. Une preuve à l'appui de cette dernière possibilité est apportée par les courants mesurés en deux sites distants de seulement 3 km, à l'est de l'île de Baffin: la station 15 utilisée en été 1978 et la station R en été 1979. D'après les variations semi-diurnes des la composante septentrionale, l'intensité des oscillations inertielles était considérablement moins élevée en 1979, l'écart-type relevé en 1979 étant de 3,5 cm/s par comparaison avec l'écart-type de 6,3 cm/s relevé en 1978, au cours d'une période de mesure similaires.

5.5.6 Oscillations inertielles dans l'est du détroit de Lancaster

La série chronologique du filtre passe-bande SD calculée à partir des données relevées par le courantomètre de la station J à 35 m de profondeur est présentée à la Figure 5.5-10. Etant donné que les courants tidaux M_2 locaux sont alignés le long de l'axe est-ouest du détroit de Lancaster, la composante septentrionale du courant fournit la meilleure représentation des oscillations inertielles. Dans cet endroit, la grandeur des oscillations

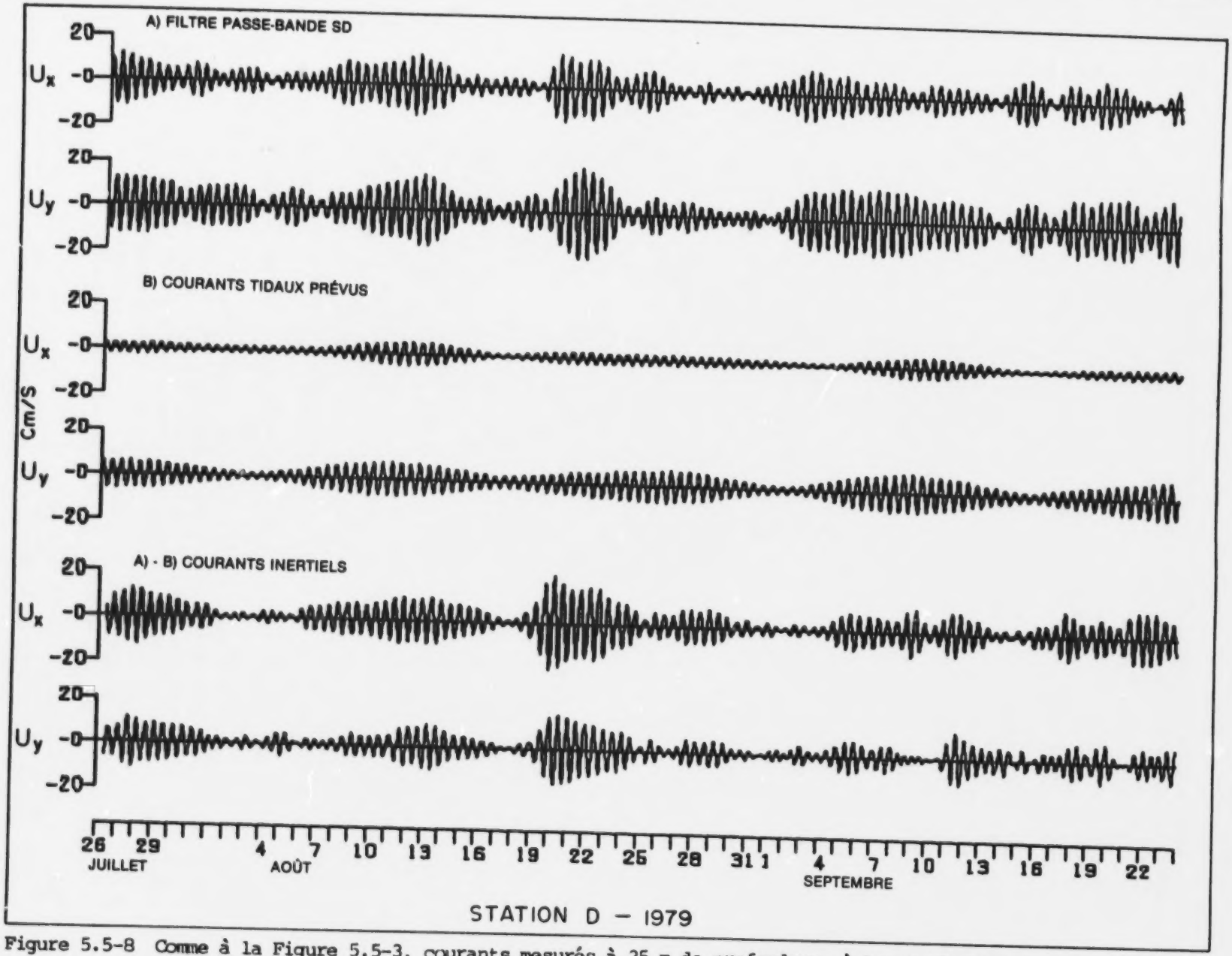


Figure 5.5-8 Comme à la Figure 5.5-3, courants mesurés à 35 m de profondeur, à la station D en 1979.

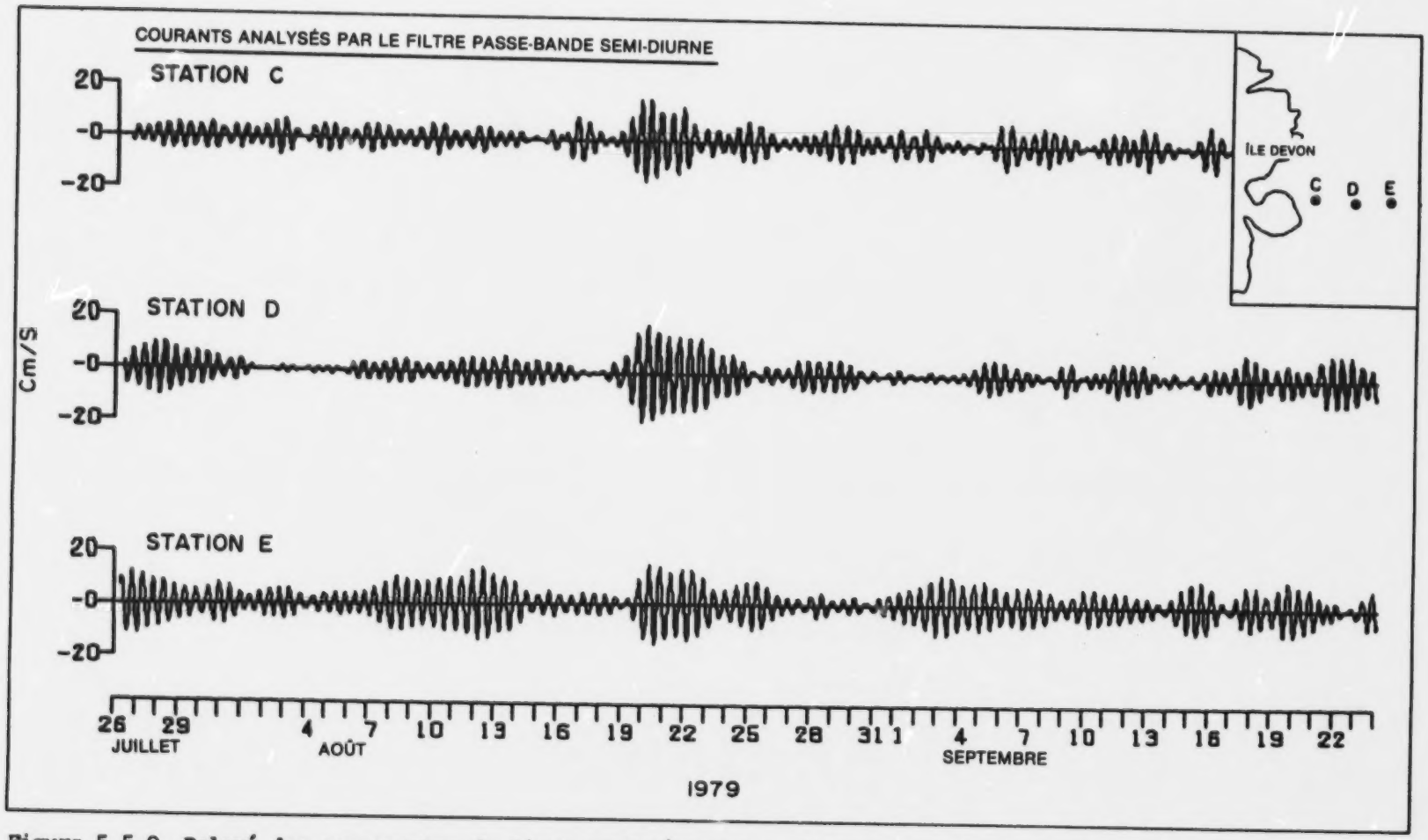


Figure 5.5-9 Relevé des composantes de l'est analysées par le filtre passe-bande semi-diurne aux stations C, D et E.

inertielles est remarquablement faible, en comparaison avec les grandeurs mesurées dans la mer de Baffin, avec une vitesse moyenne de 4 cm/s et une valeur maximale de 11 cm/s.

5.5.7 Oscillations inertielles mesurées d'après les trajectoires des dériveurs de surface

Etant donné qu'elles sont principalement dues aux vents de surface, les oscillations inertielles se produisent à la surface aussi bien qu'en profondeur dans la couche superficielle de l'océan. Afin d'étudier les oscillations inertielles qui se produisent plus près de la surface et qui ne peuvent pas être décelées par le courantomètre dans les eaux subsuperficielles, l'on a surveillé les trajectoires de deux dériveurs de surface poursuivis par satellite au cours d'une perturbation cyclonique qui a eu lieu les 19 et 20 août (voir Figure 5.5-11). Avant que le vent se soit levé, un des dériveurs (1975) se dirigeait vers le nord-ouest à environ 15 cm/s et l'autre (1979) (qui se trouvait à moins de 15 km et l'autre) se déplaçait très lentement sans aucun mouvement apparent. L'augmentation de la force des vents n'a pas semblé influer sur les dériveurs le premier jour (18 août), au cours duquel les vents du nord et du nord-ouest avaient une vitesse de 5 m/s. La vitesse des vents a augmenté et a atteint un maximum de 17 m/s le 19 août. Ce jour-là, des oscillations inertielles étaient décelables dans les trajectoires des deux dériveurs. En début de journée, le 20 août, la vitesse des vents a baissé rapidement et, au milieu de la journée, ceux-ci étaient faibles et variables, et ces conditions ont persisté pendant les cinq jours suivants. Les oscillations inertielles ont commencé le 19 août et ont continué à se produire jusqu'au 23 août dans la trajectoire du dériveur 1975, et jusqu'au 21 août dans celle du dériveur 1979. Les cercles tracés par les dériveurs avaient de 3 à 5 km de diamètre, ce qui correspond aux vitesses d'oscillation variant entre 18 et 25 cm/s. Les oscillations inertielles ont été mesurées simultanément à la station de courantomètre N, située à environ 50 km au sud-ouest. A cet emplacement, les oscillations inertielles ont atteint des vitesses de pointe d'environ 15 cm/s et se sont maintenues à des vitesses moins élevées jusqu'au 23 août.

Outre les oscillations inertielles résultant de la tempête de vent du 19 août, un autre effet possible était le déplacement vers l'est des deux dériveurs après la tempête. Le dériveur 1979 qui s'était déplacé lentement et sporadiquement avant la tempête, a commencé à dériver vers l'est à une vitesse de 20 cm/s, et le dériveur 1975 a inversé son mouvement net antérieur et s'est dirigé vers l'est à 10 cm/s. Ce mouvement vers l'est s'écarte quelque peu de la dérive à faible fréquence normalement entraînée par les vents du nord-ouest; en théorie, la dérive devrait se faire perpendiculairement à la direction du vent, c'est-à-dire en direction sud plutôt qu'en direction est. Il est possible que la dérive nette n'ait pas été uniquement due au champ du vent local mais qu'elle ait été provoquée, dans une certaine mesure, par une réaction sur une plus grande échelle à la configuration générale du vent.

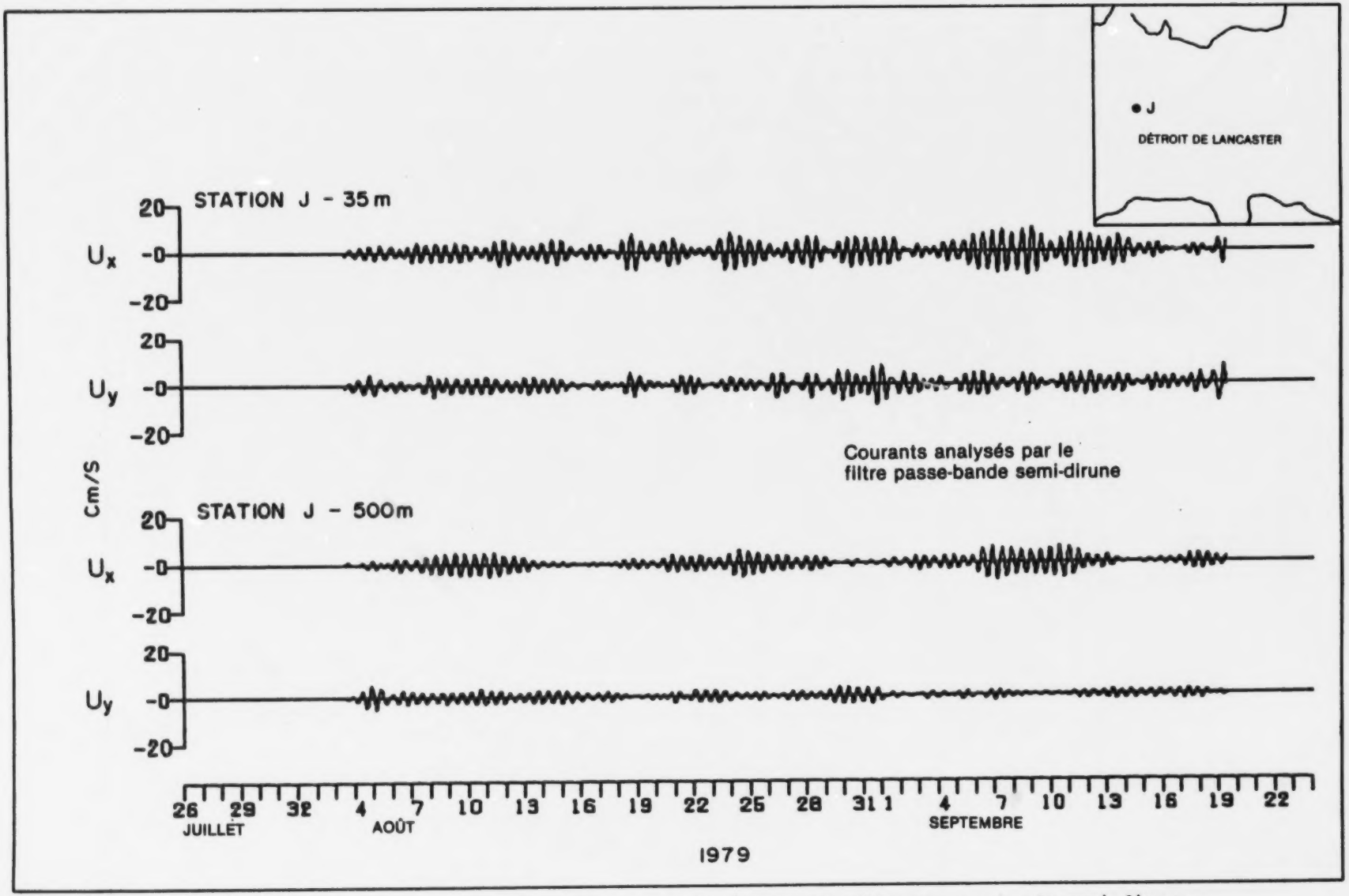


Figure 5.5-10 Relevé des composantes des courants analysées par le filtre passe-bande semi-diurne à 35 m et à 500 m de profondeur, à la station J.

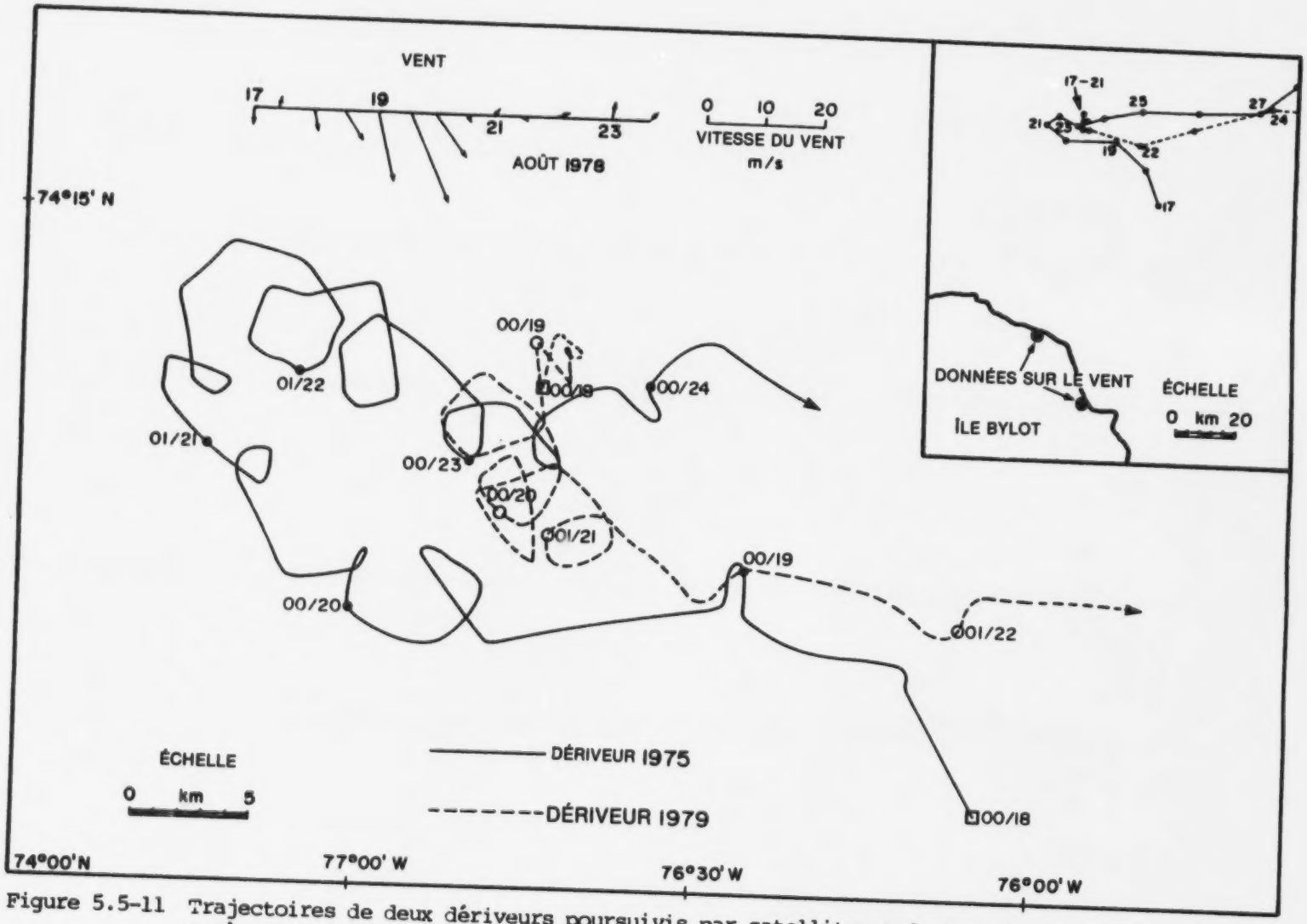


Figure 5.5-11 Trajectoires de deux dériveurs poursuivis par satellite pendant et immédiatement après de fort vents du 18 au 20 août 1979. Des oscillations inertielles sont évidentes dans les trajectoires des deux dériveurs.

5.5.8 Résumé

Nous avons analysé avec une certaine précision les oscillations inertielles telles que mesurées par les courantomètres en profondeur et d'après les dériveurs de surface poursuivis par satellite. Ces oscillations, dont les périodes varient de 12,1 à 12,6 heures dans la région étudiée, sont parfois considérablement plus fortes que les oscillations tidales semi-diurnes locales. Leurs vitesses normales sont de 10 à 20 cm/s et des vitesses atteignant jusqu'à 30 cm/s ont été observées. Les oscillations inertielles peuvent être facilement relevées à des profondeurs de 4 à 11 m d'après les données des dériveurs de surface et à 35 m de profondeur d'après les enregistrements des courantomètres; à des profondeurs de 250 m ou plus, les vitesses des oscillations inertielles sont tellement réduites qu'il est difficile de les distinguer avec certitude des variations tidales. Par conséquent, les importantes oscillations inertielles semblent être limitées à la masse d'eau de l'Arctique et semblent se concentrer dans la couche superficielle et dans la couche sous-jacente.

Les propriétés des oscillations inertielles observées pour cette plage de profondeurs sont très nettement liées au vent de surface local. Ces oscillations se produisent par intermittence a peu près au cours de la même période synoptique des variations du vent (3-10 jours) et, pendant les tempêtes de vent particulièrement violentes, comme celle du 19 août 1979, des oscillations inertielles sont provoquées dans un grand nombre d'emplacements. Dès qu'elles se produisent, les oscillations inertielles persistent normalement pendant 4 à 7 jours.

Des hypothèses sur les mécanismes régissant les oscillations inertielles, autres que les variations du vent de surface ont été proprosées. Selon Hendershott (1965), près des latitudes où la fréquence inertielle est la même que celle des oscillations tidales semi-diurnes, les oscillations inertielles peuvent être provoquées par la résonance tidale. Dans le cas de la composante tidale semi-diurne la plus forte (M_2), les deux fréquences sont identiques à la latitude 74°28'. Cependant, selon les données des stations de courantomètre situées près de cette latitude (station 4 (74°30'), 10(74°31'), F(74°30') et G(74°26')), les amplitudes ne sont pas remarquablement élevées à la fréquence inertielle. Par conséquent, les conclusions établissent que la génération des oscillations inertielles par résonnance des oscillations tidales est un effet relativement faible.

La vitesse des oscillations inertielles à 35 m de profondeur dans la mer de Baffin, augmentait avec la distance de la côte dans les sites au large des côtes est des îles Devon et de Baffin. Cette différence est peut-être due à une réduction possible de la force des vents locaux dans les sites situés plus près du littoral, étant donné l'effet modérateur du relief montagneux des îles voisines. Par contre, les renseignements sur les vents locaux

ne sont pas suffisants pour vérifier cette hypothèse. Une autre explication consisterait dans la stratification locale de la colonne d'eau qui est plus importante dans les sites situés près des côtes, ce qui peut entraîner des baisses plus considérables de la vitesse des oscillations inertielles à 35 m de profondeur.

On constate, visuellement, guère de cohérence, verticale ou horizontale, dans les oscillations inertielles étudiées à 35 m et à 125 m de profondeur sur des échelles de distance horizontale aussi petites que 15 km. Cette constatation est en général compatible avec les conclusion d'autres études (Munk et Phillips, 1968; Webster, 1968). Récemment, Pollard (1980) a établi que l'échelle de cohérence horizontale des oscillations inertielles varie considérablement en fonction de la profondeur de la couche superficielle océanique. Selon les données recueillies par les courantomètres de trois stations dans les environs de 39°10'N, 70 O, distantes de 50 à 70 km l'une de l'autre, il a trouvé que les oscillations inertielles présentaient une forte cohérence dans les trois stations à 12 m de profondeur, et une cohérence moins élevée à 32 m de profondeur. Cependant, à 52 m et à 72 m de profondeur, aucune cohérence n'a été relevée. En ce qui concerne la prévision des oscillations, Pollard a conclu que "la génération des oscillations inertielles est tellement sensible aux variations du vent qu'on ne peut prévoir avec précision les oscillations inertielles en l'absence de donnée sur les vents locaux".

Selon cette analyse préliminaire, les oscillations inertielles jouent peut-être un rôle important dans l'ouest de la mer de Baffin. Une analyse plus approfondie nécessiterait des données plus complètes sur les vents locaux ainsi que l'application de techniques d'analyse plus perfectionnées. Il serait possible d'appliquer des modèles numériques nouvellement mis au point (Pollard et al, 1973) aux sites des courantomètres de 1978 et 1979.

5.6 Circulation littorale

5.6.1 Introduction

Entre les grands courants du large et la côte se trouve la zone littorale. Dans cette zone, la circulation peut se révéler complexe dans l'espace et subir de grandes variations temporelles sous l'influence de divers mécanismes d'entraînement, dont les processus de déplacement latéral de la couche limite dus aux forts courants du large, les effets des vents locaux, l'augmentation de l'apport d'eau douce issue du ruissellement terrestre et de la fonte des glaces, et les gradients bathymétriques élevés. Des exemples des caractéristiques de la ciruculation littorale sont présentés et analysés ici en fonction de certains de ces mécanismes d'entraînement.

Pendant l'été 1979, Arctic Sciences Ltd. a étudié la circulation littorale à trois endroits, soit aux caps Warrender, Fanshawe et Hay. Les résultats des études menées à ces trois

endroits servent de base à l'analyse de certaines grandes caractéristiques de la circultation et de leur potentiel d'entraînement.

La largeur de la zone littorale devrait varier selon les conditions locales. Une largeur d'environ 10 km semblait appropriée pour les trois zones littorales étudiées pendant l'été 1979.

5.6.2 Méthodes

Les études océanographiques du littoral dans ces régions visaient surtout à recueillir des données sur la circulaton de surface afin de mieux déceler le mouvement des nappes de pétrole. Afin de simuler de tels mouvements, on a déployé des suiveurs de nappes de pétrole, dont les signaux étaient captés à partir d'embarcations pneumatiques. Ces suiveurs consistaient en des groupes de plusieurs cerceaux recouverts de nylon, chaque groupe étant muni d'une petit émetteur radio permettant de le repérer à partir d'une petite embarcation pneumatique. On a également établi des profils de la conductivité et de la température et quelques profils des courants, et recueilli des données sur les vents. Le progrmme de poursuite des dériveurs à drague, qui faisait partie de l'étude principale de la zone hautière a permis de relier les caractéristiques du milieu littoral à la dynamique globale du milieu hauturier. Pour plus de détails sur les méthodes employées, consulter Birch (1980a).

5.6.3 Zone littorale voisine du cap Warrender

Le cap Warrender est situé sur la côte nord du détroit de Lancaster (Figure 5.6.3-1), là où le courant intrusif arrête de longer la côte pour traverser le détroit en direction sud. La position de la limite nord du courant intrusif principal peut varier quelque peu: pendant l'été 1979, elle se trouvait généralement à 7 km environ au sud-est du cap Warrender, tandis que les grands courants du large se dirigeaient vers le sud-ouest à une vitesse d'environ 75 cm/s (voir section 5.2.3 pour plus de détails sur le courant intrusif).

La zone littorale forme une limite entre les forts courants du large et la côte, et c'est au cap Warrender que le courant intrusif bifurque vers le sud en travers du détroit. Entre les caps Warrender et Shérard, on observe une petite baie peu profonde où les eaux sont relativement stagnantes par rapport à celles du large. On pourrait s'attendre que cette zone soit caractérisée par des cisaillements latéraux des vitesses et l'entraînement des eaux littorales dans le courant principal. Ces processus peuvent produire des tourbillons, comme le montrent les trajectoires des dériveurs de surface 1953, 1962 et 1984 (Figure 5.6.3-1). Ces dériveurs ont quitté le courant principal pour entrer dans la zone littorale. Ils ont tous finalement rejoint le courant intrusif, mais leurs déplacements dans la zone littorale montrent que la circulation de surface est complexe.

Au large du cap Warrender, le courant intrusif bifurque vers le sud pour traverser le détroit. Une tel phénomène peut produire des tourbillons à l'ouest du cap. La Figure 5.6.3-2 est une carte composée du mouvement des glaces les 20, 21 et 22 juin 1974, établie à partir de photos satellite. Le déplacement horaire du morceau de glace situé au sud-ouest du cap Warrender montre le tourbillon qui peut s'y produire. L'étude du courant intrusif en 1979 a indiqué la présence intermittente d'un grand tourbillon océanique anticyclonique (se déplaçant dans le sens horaire) juste à l'ouest du point de bifurcation du courant intrusif (voir Figure 5.2.3-11 c)); ce tourbillon atteignait presque le cap Warrender. Ces tourbillons océaniques ont une influence sur la zone littorale en ce qu'ils peuvent produire un courant de sens sud-est au large, jusqu'à l'ouest du cap Warrender, tandis que le courant du large à l'est du cap se dirige généralement vers le sud-ouest. Il pourrait y avoir convergence des deux courants opposés, comme cela se produit en aval d'un obstacle situé au milieu d'un cours d'eau. Une partie des données sur la hauteur dynamique (voir Figure 5.2.3.-4 c)) confirme l'existence d'une telle circulation. Toutefois, à l'ouest du cap Warrender, le courant du large de sens sud-est ne semble pas permanent. On observer parfois un courant vers l'ouest le long de la côte sud de l'le Devon, au-delà du cap Warrender, comme l'indique le trajectoire du dériveur 1984 (Figure 5.6.3-1).

L'un des importants mécanismes d'entraînement de la circulation littorale est le courant du large. Malheureusement, aucun dériveur ne se trouvait dans la zone d'étude du cap Warrender pendant la période considérée. Les relevés de la hauteur dynamique pendant la période du 27 juillet au 10 août (Figure 5.2.3-4 b)) indiquent la présence simultanée d'un tourbillon anticyclonique et du courant principal de sens sud en travers du détroit. Un courantomètre (G) se trouvait juste au sud-ouest du cap Warrender entre le 23 juillet et le 22 septembre 1979, mais les données recueillies ne sont pas une indication fiable du courant global du large dans cette région. Apparemment, les courants mesurés à 42 m par le courantomètre G ne sont pas toujours représentatifs du courant de surface au sud-ouest du cap; le 15 août, le dériveur 1984 a longé la côte vers l'ouest jusqu'à moins de 2,2 km du courantomètre, tandis que celui-ci indiquait un courant de surface de sens est.

En règle générale, les données transmises par les suiveurs doivent être analysées sans que soit connue la nature de la circulation générale au large au moment des observations. Il s'agira d'éliminer les composantes estimées des vents et des marées des trajectoires observées, en supposant que celles-ci représentent le courant résiduel.

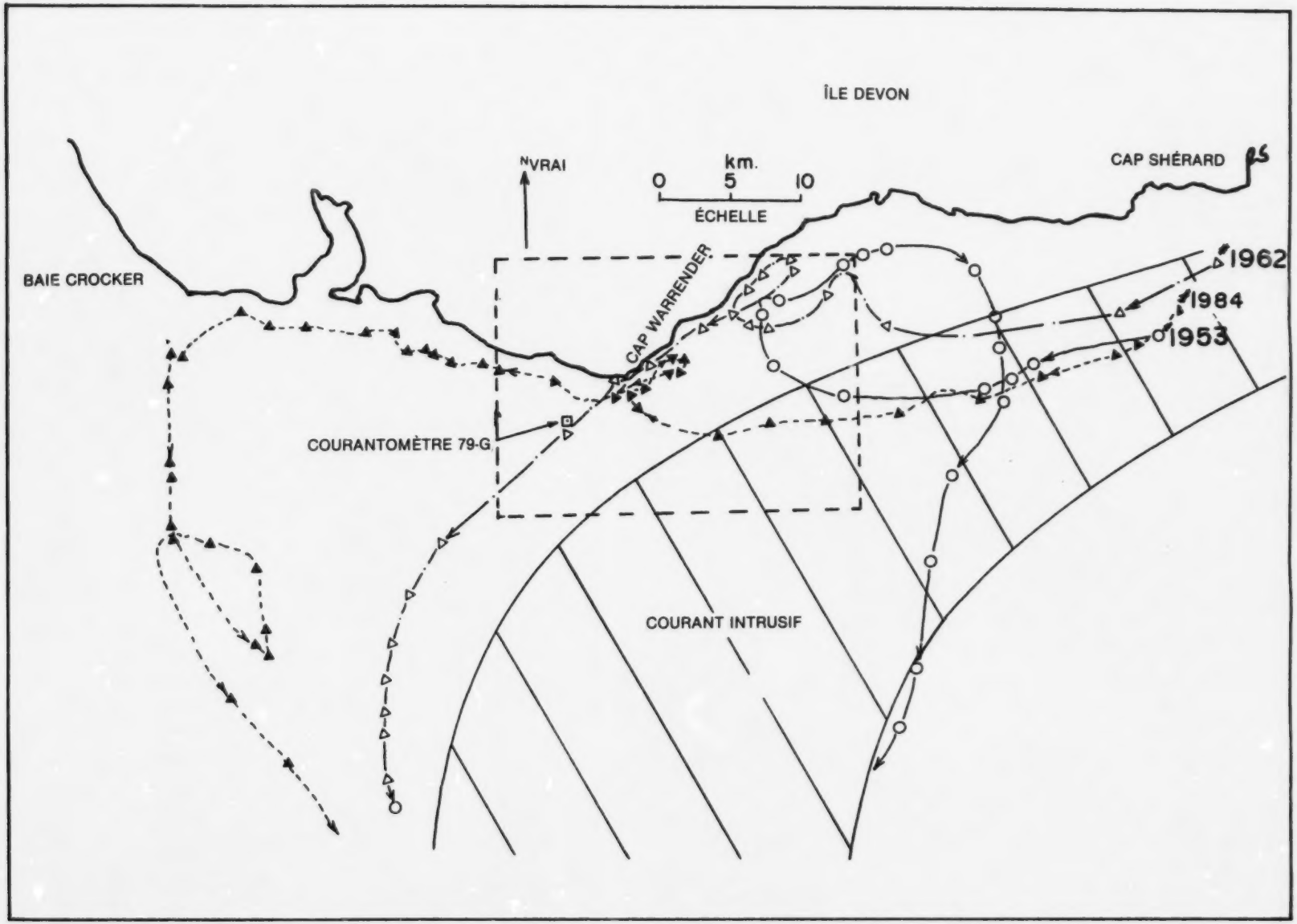


Figure 5.6.3-1 Zone littorale voisine du cap Warrender et trajectoires de trois dériveurs qui ont quitté le parcours habituel du courant intrusif.

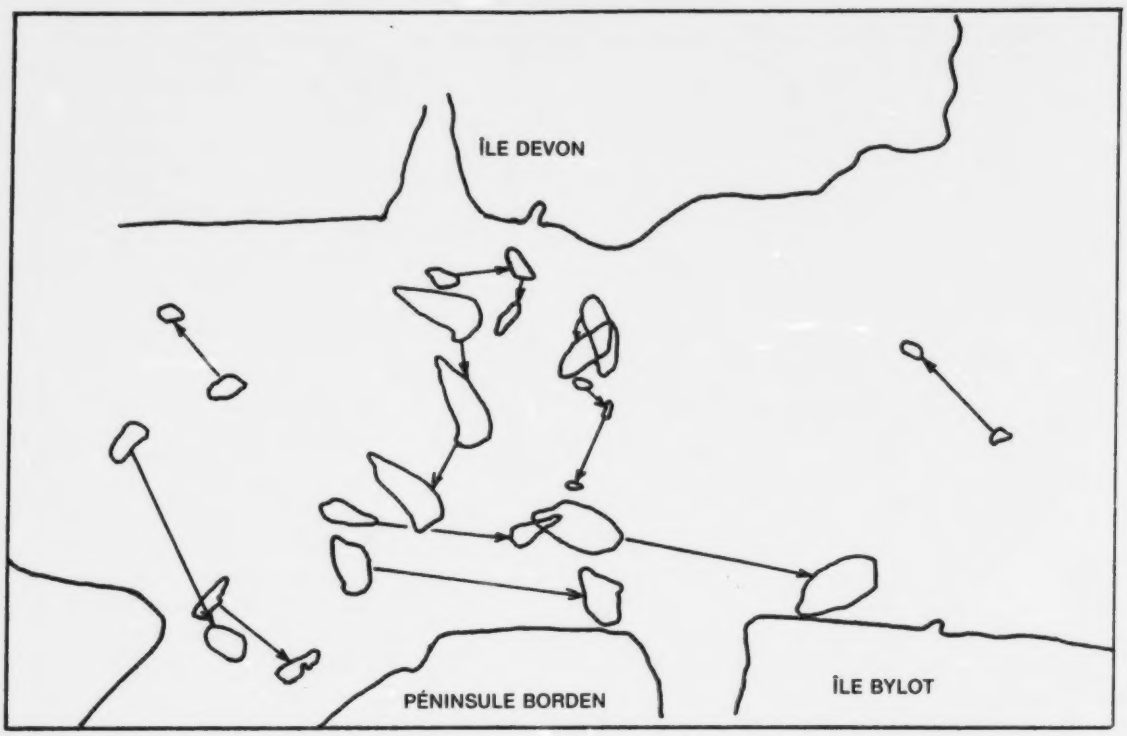


Figure 5.6.3-2 Illustration composée, à partir d'images satellites, des déplacements de vastes floes dans le détroit de Lancaster, les 20, 21 et 22 juin 1974.

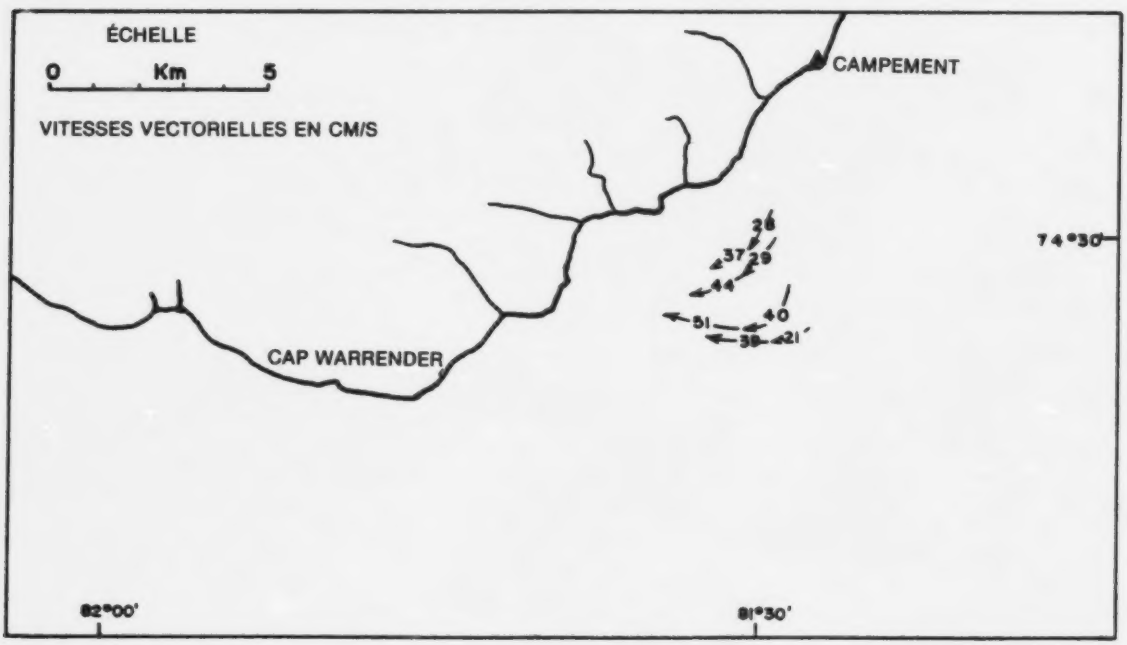


Figure 5.6.3-3 Trajectoires des suiveurs de nappes de pétrole, le 1er août 1979.

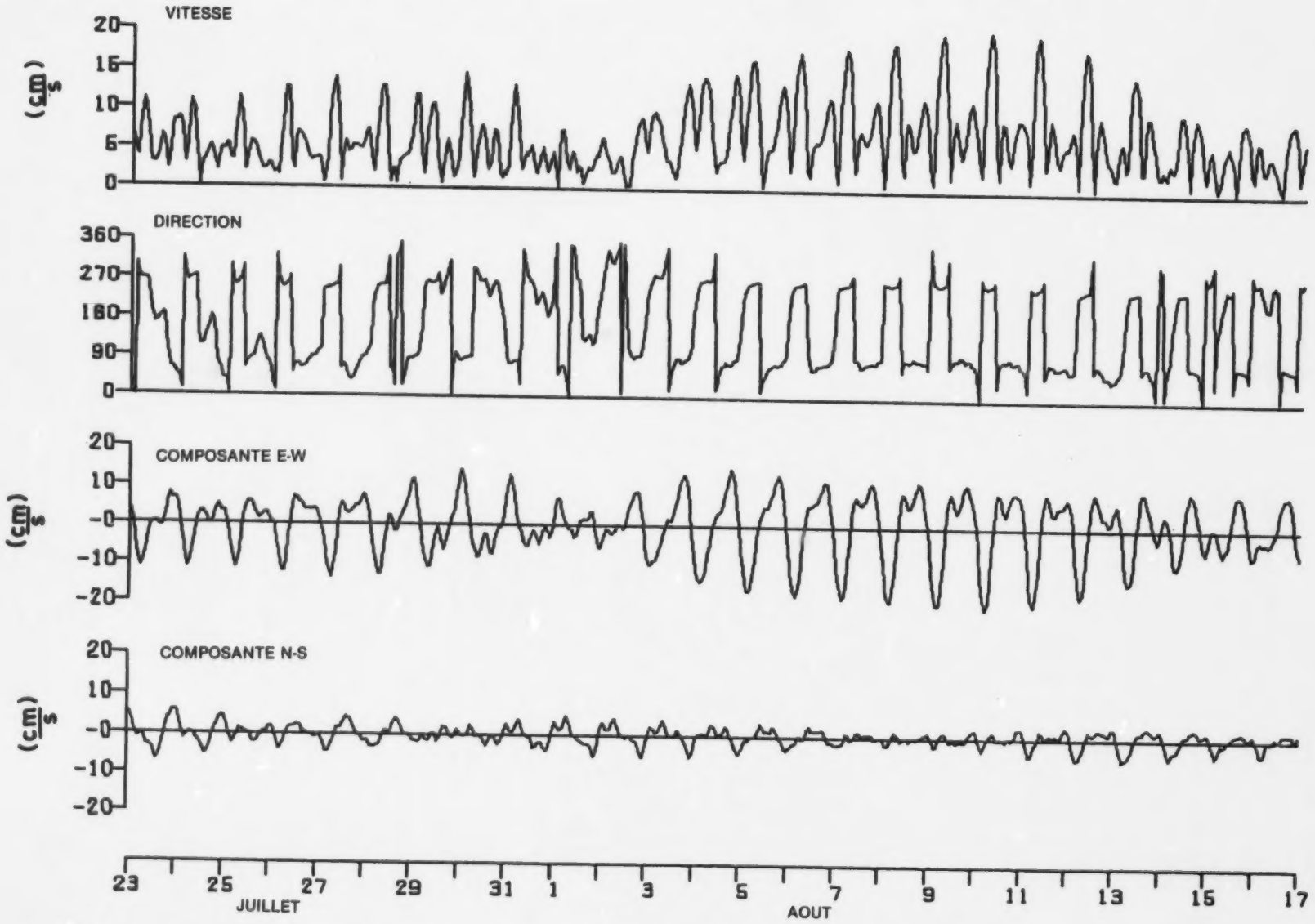


Figure 5.6.3-4 Courants de marée prévus à la station G, d'après les résultats de l'analyse harmonique.

Effets des vents

Les vents de surface observés au campement, à 12 km au nord-est du cap Warrender, étaient habituellement très différents de ceux observés au-dessus de l'eau. Ainsi, toutes les données estimées sur les vents proviennent des observations effectuées à partir des suiveurs.

D'après une approximation courante, les hydrocarbures de la couche superficielle se déplaçant à une vitesse équivalant a peu près 3% de celle des vents en l'absence de courants autres que ceux produits par les vents de surface locaux. Ces hydrocarbures peuvent se déplacer vers la droite par rapport à la direction des vents à cause de la force de Coriolis. La Figure 5.6.3-3 montre l'effet des vents sur le déplacement des dériveurs de surface (suiveurs de nappe de pétrole). De 0 h à 1 h 30, le 1er août, le vent était calme et les suiveurs de nappes longeaient la côte en direction sud-ouest à environ 30 cm/s. Vers 1 h 30, l'intensification des vents d'est jusqu'à 7 - 8 m/s a eu un effet presque immédiat sur le déplacement des dériveurs: ceux-ci se sont dirigés davantage vers l'ouest et leur vitesse moyenne est passée à 43 cm/s. Il est évident que le changement de vitesse des dériveurs est dû au changement de vitesse des vents de surface. Mais cette augmentation de la vitesse est inférieure à celle prévue selon la règle des 3% (augmentation moyenne de 13 cm/s par rapport à celle prévue de 23 cm/s. De même, les effets variaient grandement d'un dériveur à l'autre et les augmentations de vitesse variaient de 9 à 18 cm/s. Les disparités entre les variations du déplacement des dériveurs et celles correspondant à la règle des 3% témoignent des difficultés d'application de paramètres simples à des phénomènes complexes comme la circulation superficielle due aux vents.

Effets des marées

Dans cette région, les marées sont mixtes, et surtout semi-diurnes. L'amplitude typique de la marée est de 1,5 m, mais celle-ci passe à 2,5 m pendant les grandes marées, d'après les relevés de 1978-1979 du maréomètre de la baie Johnson (Birch 1980 b)). Une analyse harmonique des courants de marée à la station G, (42 m), à l'aide du programme de Foreman (1978), montre que ceux-ci se manifestent dans l'axe est-ouest et que leur vitesse maximale est de 20 cm/s (voir Figure 5.6.3-4). Contrairement aux variations de la hauteur des marées, les plus grandes variations des courants de marée ont une fréquence diurne plutôt que semi-diurne. Cette différence de caractère entre la hauteur des marées et celle des courants peut être produite par les marées internes (voir section 5.4).

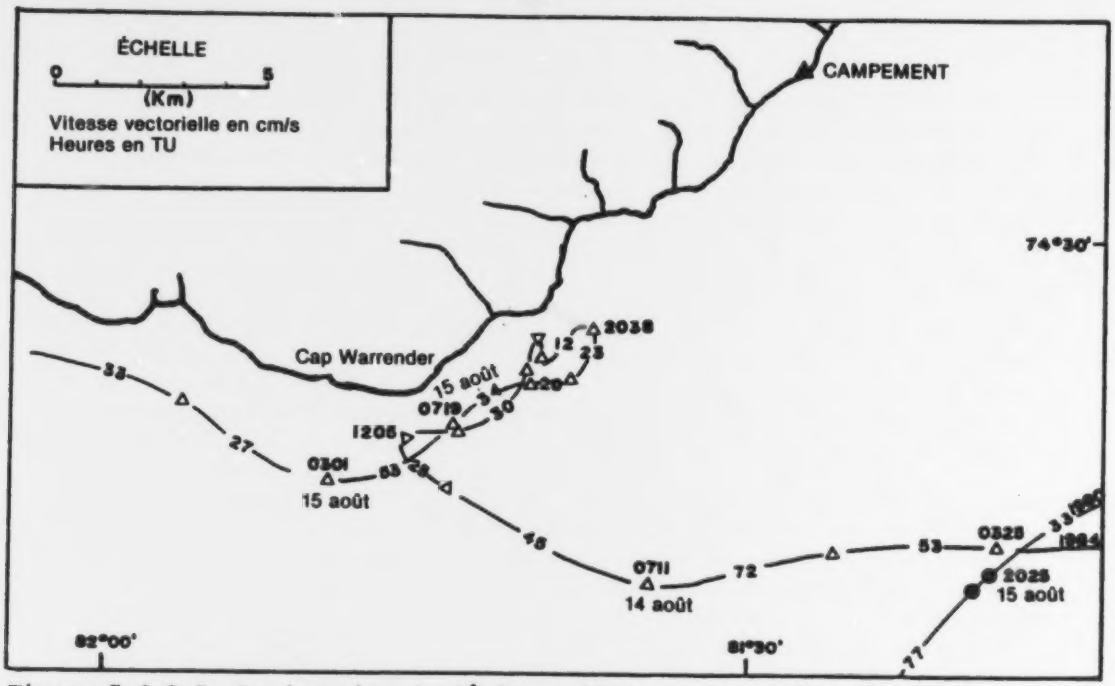


Figure 5.6.3-5 Trajectoire du dériveur 1984, du 13 au 16 août 1979.

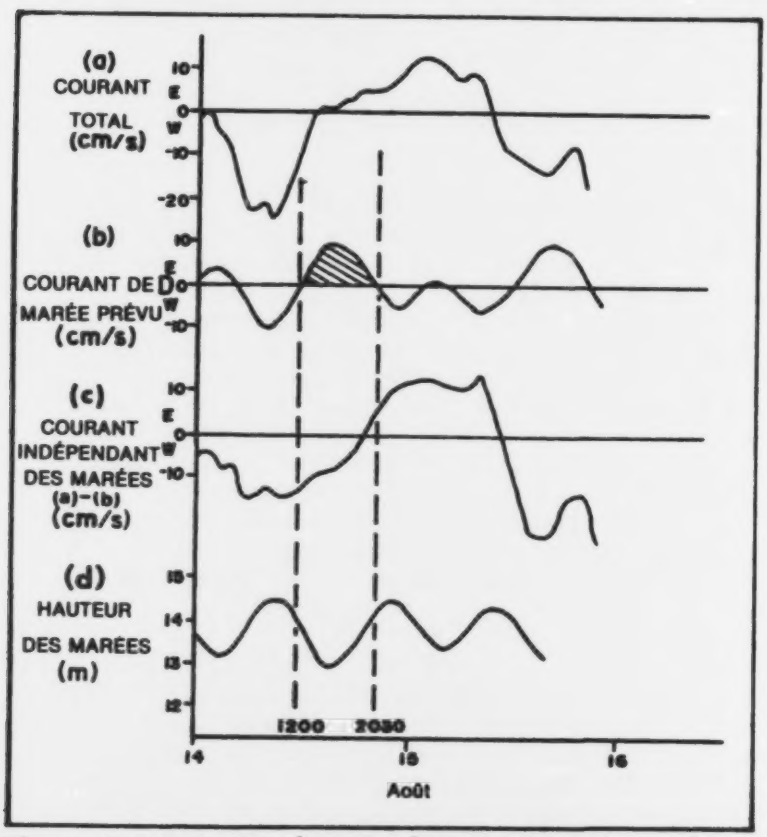


Figure 5.6.3-6 Données captées par le courantomètre G, à 42 m: a) composante est-ouest; b) composante est-ouest prévue des marées; c) différence entre a) et b) (correspondant aux variations de courant indépendantes des marées); d) hauteur prévue des marées selon les relevés du maréomètre de la baie Johnson.

Le déplacement des dériveurs à drague qui ont gagné la zone littorale était apparemment dû à l'effet des marées. Considérons, par exemple, la trajectoire du dériveur 1984 (Figure 5.6.3-5). Tôt le 14 août, celui-ci a quitté le grand courant intrusif pour se diriger vers le cap Warrender. A 12 h environ, il était à moins de 1 km du cap et il a bifurqué vers le nord-est. De 12 h 05 à 20 h 38, ce dériveur a longé la côte en direction nord-est puis il a changé de cap, vers le sud-ouest, pour quitter ensuite le secteur. La Figure 5.6.3-6 montre la composante E-W du courant total à 42 m à la station G, a); la composante E-W du courant de marée prévu à la même station b); la différence entre les deux valeurs c), qui devrait correspondre à la composante E-W du courant indépendant des marées; et la hauteur des marées d). La période pendant laquelle le dériveur 1984 a longé la côte en direction nord-est, qui correspond à la période d'occurence du courant de marée d'est, est représentée par la partie lignée. On prévoyait que les courants de marée atteindraient des vitesses de 10 cm/s en direction est pendant cette période. Il apparaît que, pendant l'intervalle 12 h - 20 h 30, le dériveur a suivi ce courant de marée vers l'est. Le changement de cap du dériveur à 20 h 38 s'est produit en même temps qu'un changement de direction du courant de marée. Même si le courant total à la station G était toujours de direction est, le dériveur a semblé réagir à la composante ouest du courant de marée. Cela donne plus de poids à l'hypothèse selon laquelle les variations des courants sous-marins, indépendants des marées, à la station G, ne sont pas représentatives de celles des courants de surface indépendants des marées, dans la zone littorale à l'est du cap Warrender.

La concordance entre les courants de marée calculés à partir des valeurs des courants sous-marins mesurés à la station G et les courants mesurés par le dériveur 1984 n'est limitée qu'aux périodes de renversement de la circulation. La vitesse maximale atteinte par de dériveur en direction est - 30 cm/s - est beaucoup plus élevée que celle prévue pour le courant de marée de direction est - 10 cm/s - à partir des données recueillies à la station G. Cette différence pourrait être causée par les marées internes. Les relevés des courants sous-marins près du cap Crauford (section 5.4.6) et des courants à des profondeurs plus grandes, au large du cap Hay (section 5.4.5), témoignent de l'intensification des courants de marée K_1 dans la zone littorale. Les accélérations du dériveur 1984 pourraient donc résulter de l'augmentation de la vitesse des marées internes dans la zone voisine du cap Warrender .

Circulation superficielle

La circulation superficielle près du cap Warrender, mesurée par les suiveurs de nappes de pétrole, est résumée respecivement dans les Figures 5.6.3-7 et 5.6.3-8 pour les zones situées à l'est et à l'ouest du cap. Pour les besoins de ces résumés, on a tenté d'éliminer l'effet des vents locaux en réduisant de 3% le vecteur vitesse des vents de surface locaux. De même,

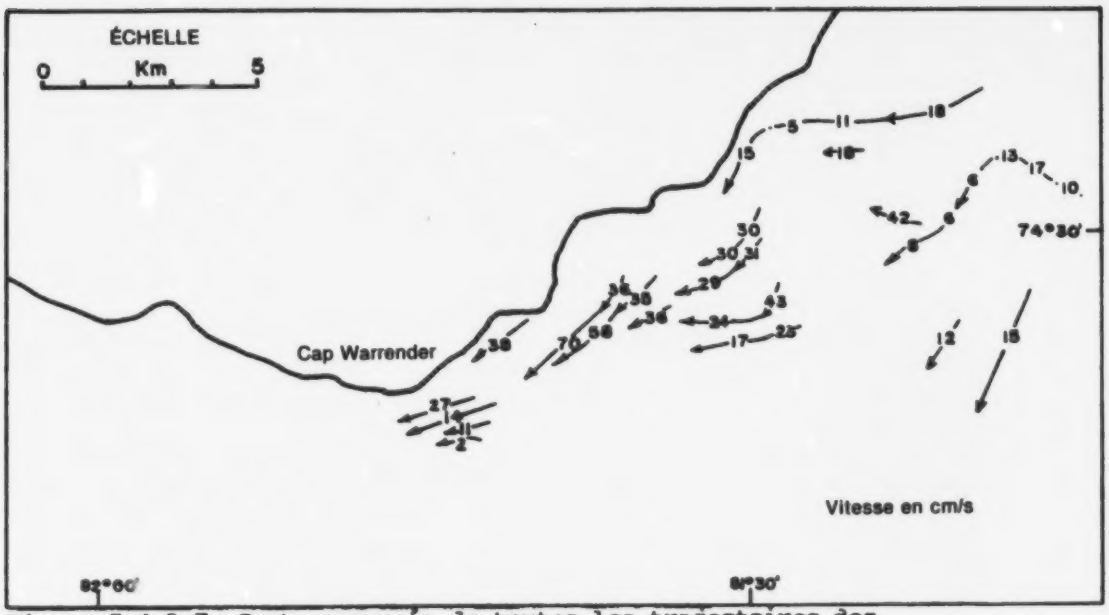


Figure 5.6.3-7 Carte composée de toutes les trajectoires des suiveurs de nappes de pétrole du 25 juillet au 6 août 1979. Les effets des vents et des courants de marée ont été soustraits.

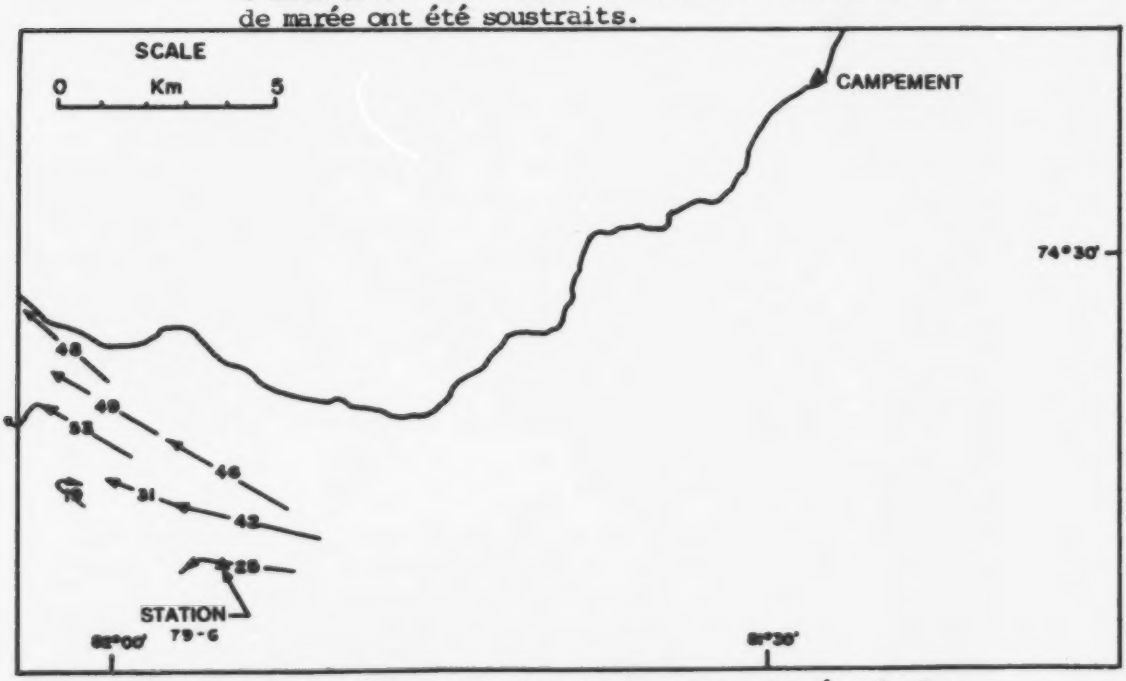


Figure 5.6.3-8 Trajectoires des suivants de nappes de pétrole le 14 août 1979. Les valeurs représentées sont en cm/s.

l'effet du courant de marée local a été éliminé en soustrayant les valeurs prévues des courants de marée des résultats de l'analyse harmonique des données de courantomètre obtenues à 42 m, à la station G. Vu les disparités quantitatives entre les vitesses du dériveur et celles calculées d'après la règle des 3% ou celles des courants de marée prévues dans les exemples susmentionnés, on ne s'attend pas à ce que ces corrections éliminent complètement ces effets. Pour ce faire, il faudrait posséder une bien meilleure connaissance théorique de ces phénomènes complexes, particulièrement en ce qui concerne les zones littorales.

A l'est du cap (Figure 5.6.3-7), les courants nets déduits sont de direction sud-ouest et leur vitesse varie de 2 à 70 cm/s, la vitesse typique étant de 20 cm/s. La vitesse des courants de surface dans la zone littorale est très inférieure à celle du courant intrusif (vitesse médiane de 73 cm/s), plus au large.

A l'ouest de ce cap (Figure 5.6.3-8), les vitesses des courants de surface corrigées sont basées sur les mesures effectuées le 14 août. La direction variait de l'ouest au nord-ouest et la vitesse variait entre 19 et 53 cm/s. Les courants sous-marins, mesurés à 42 m à la station G, étaient également de direction ouest à ce moment. Toutefois, la direction du courant sous-marin net à cette même station variait de l'est au sud-est pendant de longues périodes, ce qui laissait supposer que le courant de surface net pourrait subir des changements de direction similaires à l'ouest du cap Warrender.

Compte tenu des vitesses relativement faibles des courants de surface dans la zone littorale par rapport à celle des courants observés dans la zone hauturière voisine, et des variations de la direction des courants sus-marins nets à la station G, on prévoit des changements de direction par rapport à l'orientation dominante d'ouest dans la zone voisine du cap Warrender. Ces changements de cap pourrait résulter de l'action des vents d'ouest, des courants de marée renforcés par les marées internes et par la présence de tourbillons dans la couche linite latérale, à l'abri du fort courant intrusif du large, ou de diverses combinaisons de ces facteurs d'entraînement. En fait, les trajectoires, repérées par satellite, des dériveurs qui se déplacent dans la zone littorale (Figure 5.6.3-1) indiquent l'existence de tels changements de direction.

Propriétés de l'eau

Entre les caps Warrender et Shérard, on trouve une baie qui reçoit en été les eaux de fonte du glacier Cunningham. Les matériaux glaciaires finement triturés donnent à ces eaux une couleur laiteuse. La photographie aérienne reproduite à la Figure 5.6.3-9 montre l'étendue de ce phénomène en juillet 1959. Les ondulations observées dans le coin inférieur gauche sont considérées comme des vagues internes qui se propagent le long de l'interface de densité entre la strate des eaux arctiques et la mince couche superficielle d'eau plus douce. Pendant l'étude de l'été 1979, les

Figure 5.6.3-9 Trois langues du glacier Cunningham, entre les caps Warrender et Shérard. Photo prise en 1959 à 30 000 pi, offerte par la Photothèque de l'air , Ottawa.

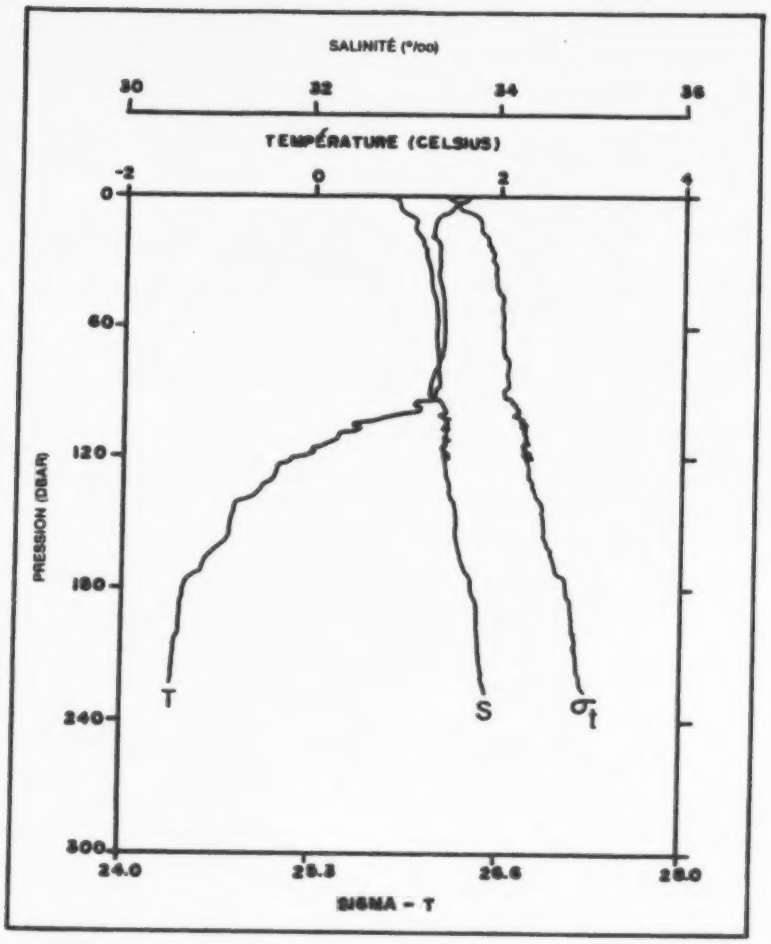


Figure 5.6.3-10 Profil CTD établi à une station située à 8 km à l'est du cap Warrender, à 2 km de la côte, le 7 août 1979.

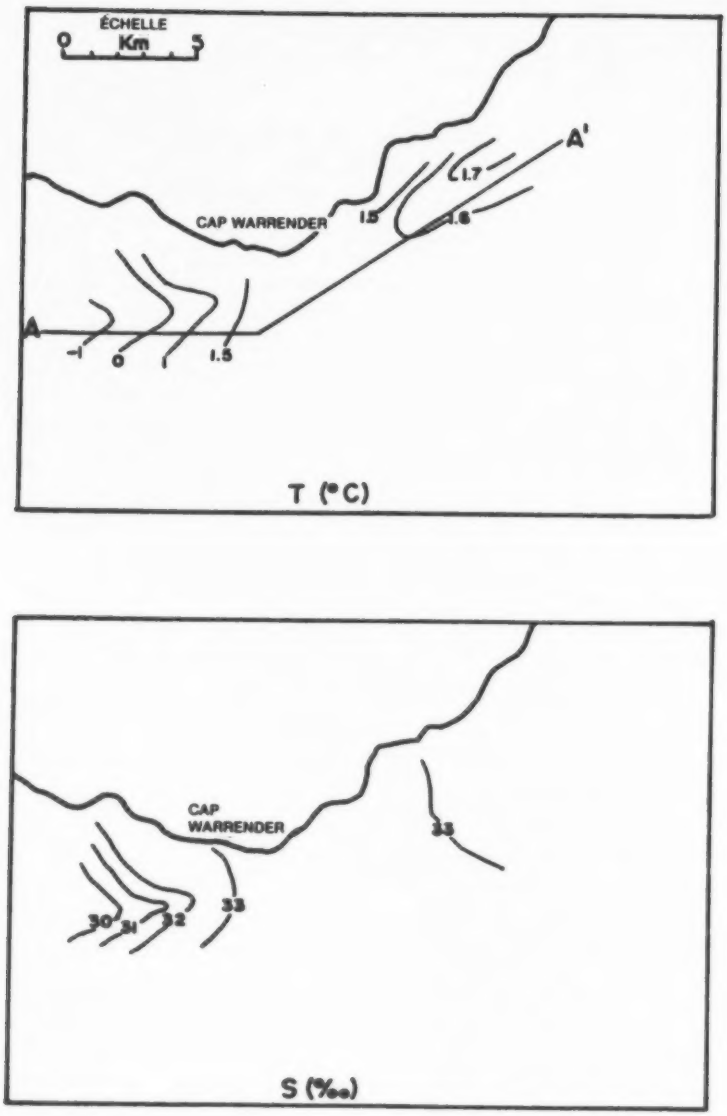


Figure 5.6.3-11 Distribution des températures et des salinités en surface, au large du cap Warrender, les 6 et 7 août 1979.

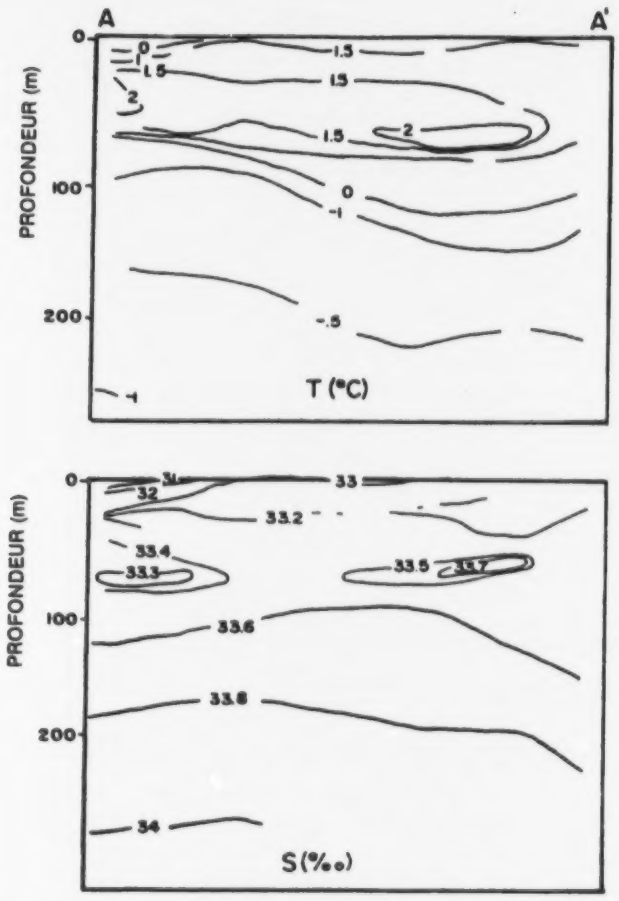


Figure 5.6.3-12 Profil vertical des températures et des salinités dans la région couverte par le segment A-A' montré à la Figure 5.6.3-11.

eaux de fonte étaient souvent concentrées en une bande d'une largeur d'environ un kilomètre le long de la côte en direction du cap Warrender.

La Figure 5.6.3-10 montre le profil CTD enregistré le 7 août à une station située à 8 km à l'est du cap Warrender et à 2 km de la côte. On observe une strate supérieure de profondeur variable, jusqu'à 70 à 100 m, qui se compose essentiellement d'eau arctique réchauffée par les rayons du soleil et modifiée par le ruissellement. Cette strate surmonte une couche d'eau arctique typiquement froide dont la limite inférieure se situe à 240 m environ.

Les profils CTD établis pendant l'été 1979 révèlent une concentration d'eau douce et froide en surface, au sud-ouest du cap Warrender (voir Figures 5.6.3-11 et 5.6.3-12). Cette couche se situe entre la surface et une profondeur d'environ 25 m; elle est apparemment trop profonde pour avoir été engendrée seulement par le ruissellement. Elle peut représenter la limite nord-est de la strate des eaux arctiques qui prend naissance plus à l'ouest dans le détroit de Lancaster. Ces phénomènes limitent les calculs géostrophiques dans cette zone, car on ne sait pas si les masses d'eau en présence sont en équilibre géostrophique. Il est également difficile d'établir un niveau de référence, surtout parce que les courants à 250 m de profondeur (station G) sont intenses et très variables.

Résumé

La circulation superficielle près du cap Warrender est influencée par les courants du large, qui sont eux-mêmes modifiés par les vents, les marées et les grands fonds. La connaissance totale de la circulation littorale nécessite la prise en considération de tous ces facteurs.

Pendant l'été 1979, les courants littoraux à l'est du cap Warrender longeaient généralement la côte en direction sud-ouest, à une vitesse d'environ 20 cm/s. Les changements de direction vers le nord-est, signalés par les dériveurs à drague, étaient apparemment dus à l'effet combiné de tourbillons dans la couche limite latérale, épargnés par le courant intrusif principal, et à des courants de marée littoraux relativement forts. Les renseignements sont plus limités en ce qui concerne les courants à l'ouest du cap. Les données fournies par les suiveurs de nappes de pétrole, les dériveurs à drague et les courantomètres sous-marins et l'observation du déplacement des floes indiquent que le courant net varie considérablement, mais qu'il longe surtout la côte en direction nord-ouest ou sud-est.

5.6.4 Zone littorale voisine du cap Fanshawe

Le cap Fanshawe est situé sur la côte nord-est de l'île Bylot (Figure 5.6.4-1). Au nord de ce cap, au large du cap Liverpool, le courant sortant du détroit de Lancaster tend à se déplacer vers l'est, à s'éloigner de la côte. Ce courant poursuit sa trajectoire vers l'est sur environ 40 à 50 km, puis bifurque vers le sud-est. Directement à l'est du cap Fanshawe, à 45 km environ au large, on a observé beaucoup de tourbillons anticycloniques (mouvement antihoraire) en 1978 et 1979 (pour plus de détails, voir la section 5.2.5). Le secteur étudié était donc limité par une zone de séparation des courants au nord et de tourbillons à l'est. La Figure 5.6.4-1 montre des portions des trajectoires de plusieurs dériveurs à drague, qui décrivent la circulation au large.

Données bathymétriques

Les données bathymétriques sont rares dans ce secteur. La carte hydrographique 7220 indique une profondeur d'environ 1 000 mètres, à 7 km au large. Pendant l'été 1979, on a établi des profondeurs inférieures à 40 m dans un rayon de 1,5 km à partir du cap Fanshawe.

Propriétés de l'eau

On n'a pu obtenir des données de salinité dans le secteur littoral à cause des problèmes d'instruments. Des photos aériennes (prises en 1948, 1958 et 1960) montrent que la région de la baie Bathurst au sud du cap Fanshawe reçoit de grandes quantités d'eau de fonte des glaciers, surtout en juillet. En 1948, ces eaux de fonte ont longé la côte vers le sud. L'anse Maud, au nord-ouest du cap Fanshawe, reçoit également des eaux de fonte, plus douces, qui se mélangent probablement avec les eaux sortant du détroit de Lancaster.

La Figure 5.6.4-2 montre un profil des températures typiques de la zone littorale, établi le 29 août 1979 à 3 km au large du cap Fanshawe. La strate des eaux arctiques froides est surmontée par une couche variable d'eau plus chaude, d'une profondeur d'envrion 50 m. Lors de l'étude, le gradient thermique des eaux au large se distinguait en ce que les eaux littorales étaient plus froides que celles du large (voir Figure 5.6.4-3). Ce gradient thermique était évident à toutes les profondeurs auxquelles des mesures ont été prises. Il ne représente pas nécessairement un gradient de densité, étant donné que les variations thermiques à ces basses températures ont peu d'effet sur la densité. Pendant l'étude, le courant net de surface était au large; son effet a pu être compensé par un courant sous-marin toujours au large, produisant une remontée des eaux plus froides dans la zone littorale.

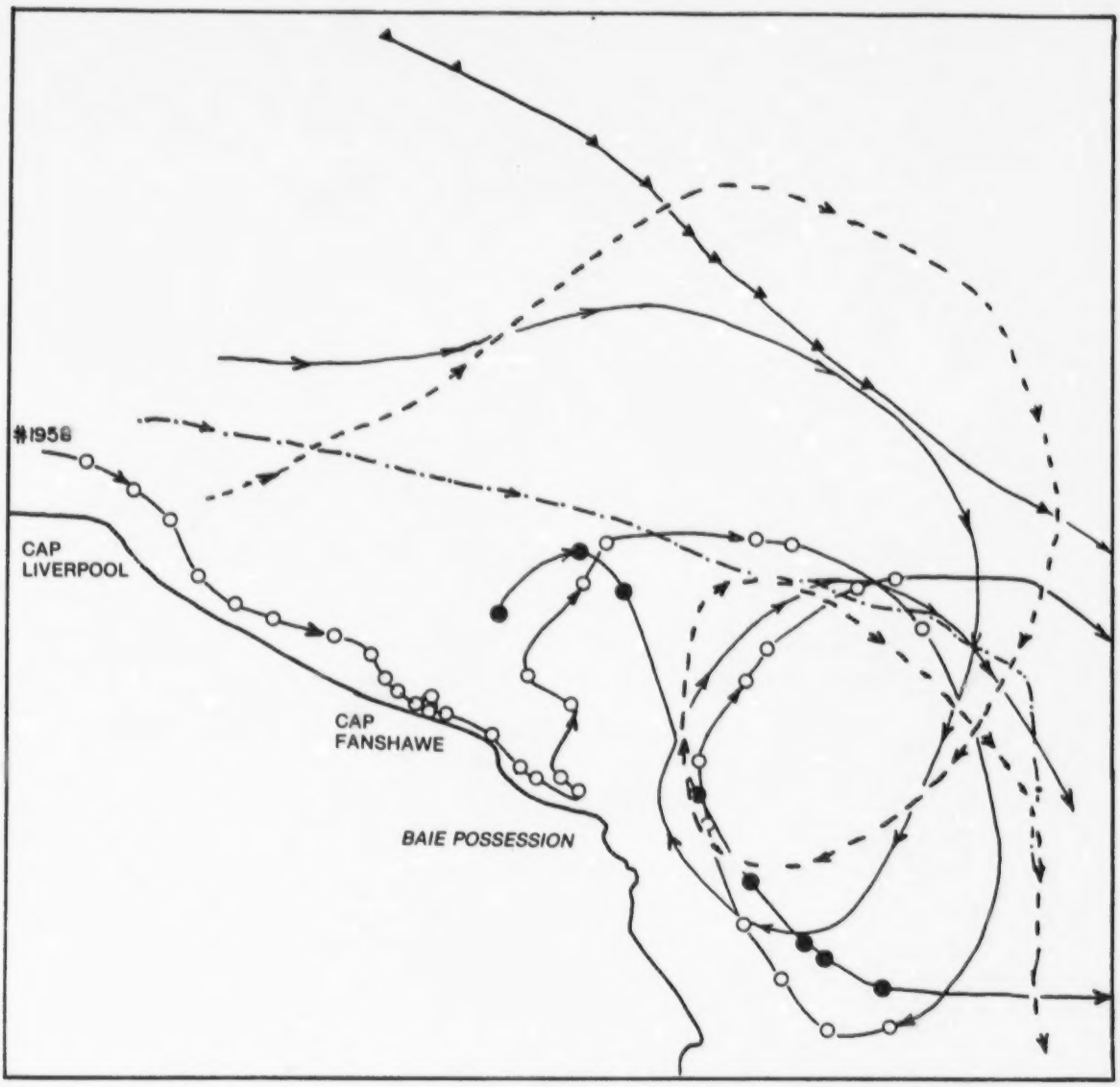


Figure 5.6.4-1 Trajectoires des dériveurs à drague près de la zone d'étude du cap Fanshawe.

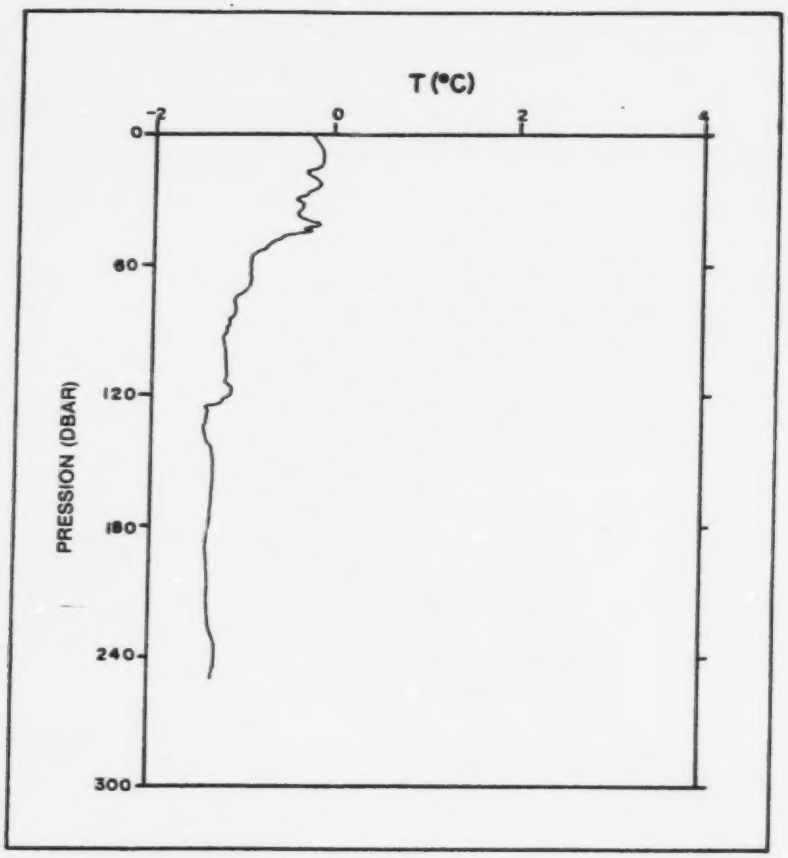


Figure 5.6.4-2 Profil des températures à la station située au large du cap Fanshawe, le 29 août 1979.

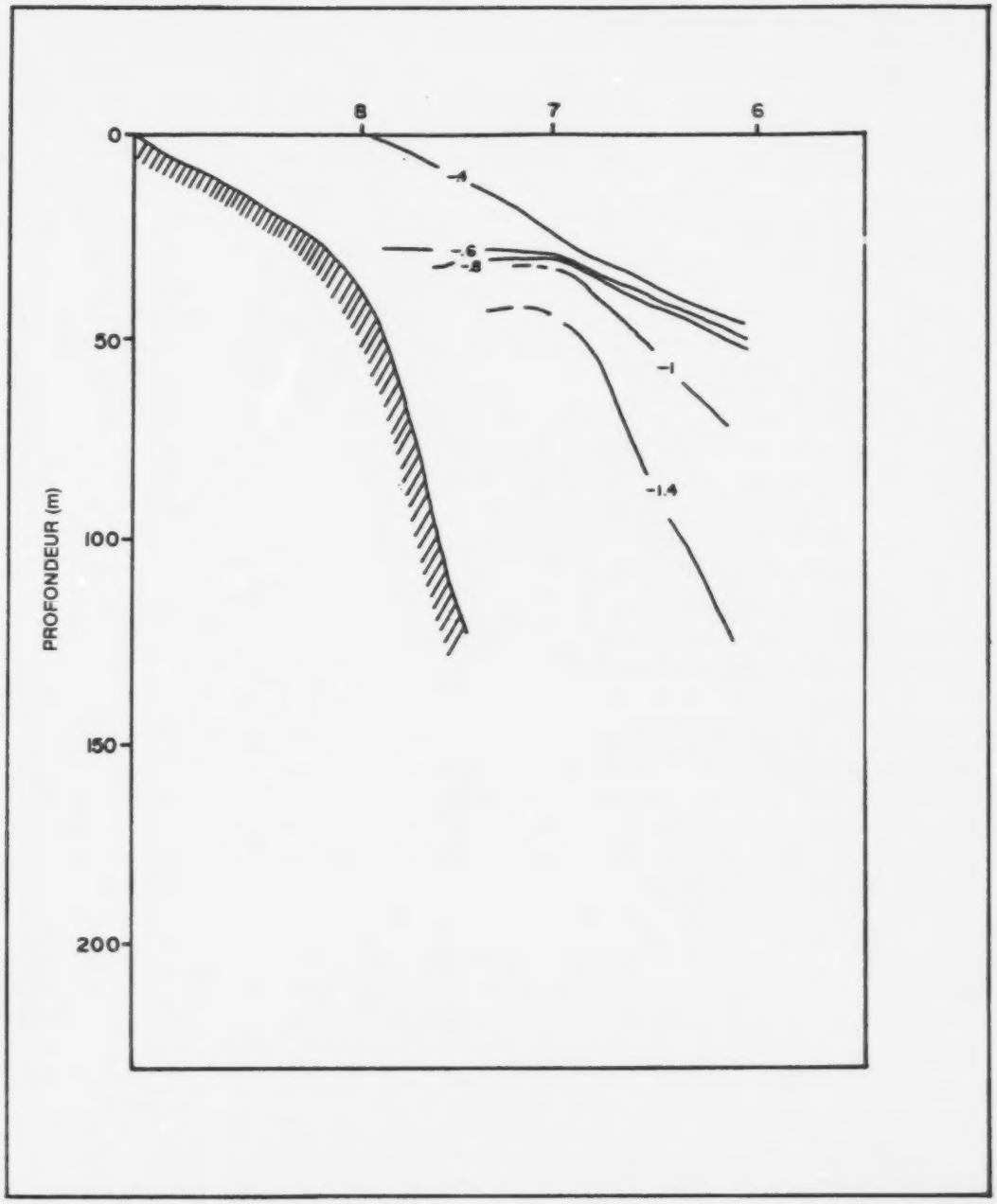


Figure 5.6.4-3 Gradient vertical des températures au large du cap Fanshawe.

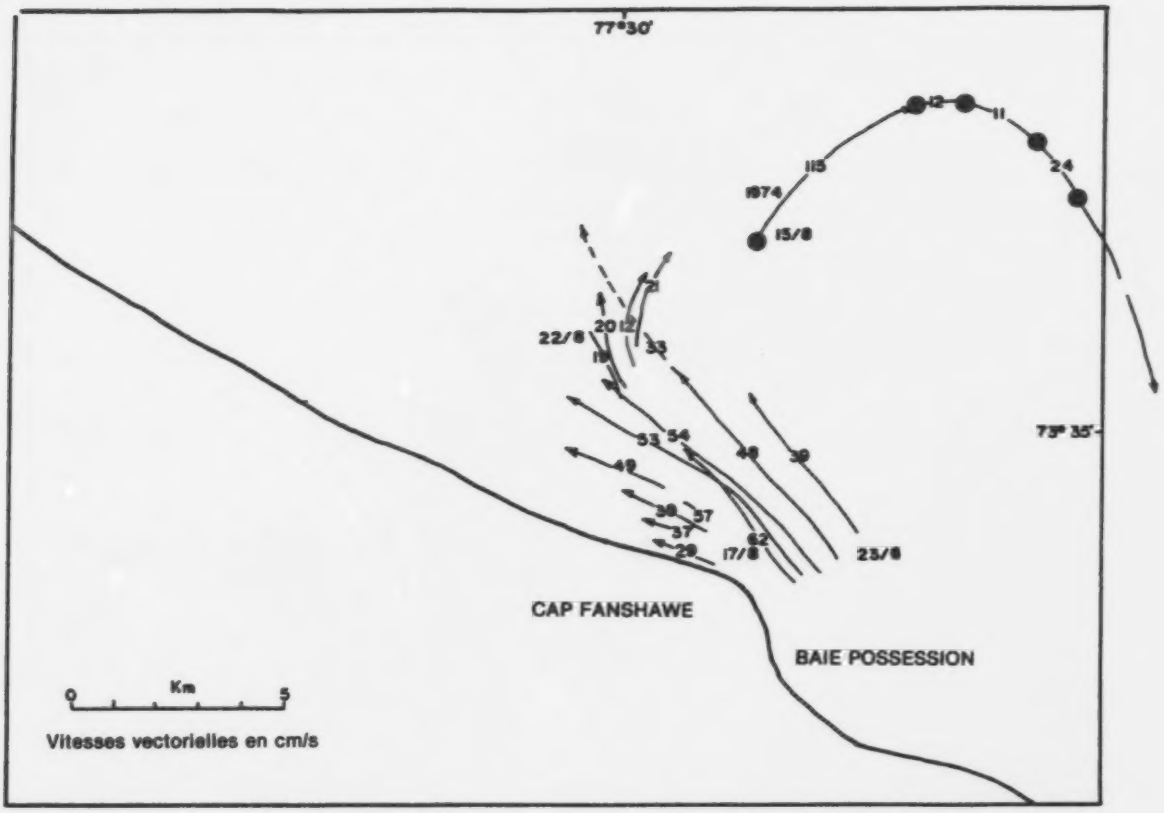


Figure 5.6.4-4 Carte composée des trajectroies des suiveurs de nappes de pétrole dans la zone d'étude des environs du cap Fanshawe. On voit également la trajectoire du dériveur à drague 1974.

Circulation superficielle

Des suiveurs de nappes de pétrole ont été utilisés les 17, 22 et 23 août. Le 17 août, la poursuite s'est effectuée pendant une période correspondant presque à la marée basse, tandis que les deux autres jours, elle a été effectuée à marée haute. Les courants de marée n'ont pas été mesurés directement dans cette région.

La Figure 5.6.4-4 est une carte composée des trajectoires des suiveurs de nappes de pétrole pendant les trois sessions de mesure. La trajectoire la plus au large est celle du dériveur à drague 1974 qui se trouvait dans la région pendant la période considérée. Les trajectoires des trois suiveurs les plus proches de la côte ont été modifiés en fonction de la règle des 3% pour tenir compte de l'effet des vents qui soufflaient de l'est le 17 août. Les deux autres jours, les vents étaient calmes. Les suiveurs les plus proches de la côte ont longé le littoral vers le nord-ouest à une vitesse de 30 à 50 cm/s. En général, la dérive des suiveurs évoluant plus au large était également de direction nord-ouest, mais avec une composante est. La vitesse des trois dériveurs variait entre 20 et 54 cm/s. C'est le 22 août que la composante est de la trajectoire des suiveurs était la plus grande et que leur vitesse totale était la plus faible. Le 15 août, le dériveur à drague 1974 s'est dirigé vers le large, puis vers le sud (voir Figure 5.6.4-4). Si l'on se fie aux suiveurs de nappes de pétrole, la circulation superficielle générale était de direction nord-est près de la côte, se dirigeait vers le large dans une zone comprise entre 3 et 13 km à partir de la côte et s'orientait vers le sud-est plus au large (voir Figure 5.6.4-4).

Le 22 août, les suiveurs de nappes de pétrole se déplaçaient vers le nord-ouest, tandis que la glace côtière longeait le littoral du nord-ouest au sud-est (voir Figure 5.6.4-5). On a observé un déplacement semblable des glaces le 28 août pendant l'établissement des profis de température. La trajectoire suivie les 11 et 12 septembre 1979 par le dériveur à drague 1958 (Figure 5.6.4-1) indique également la présence d'un courant de sens sud-est le long de la côte. Ce dériveur est passé lentement à la hauteur du cap Fanshawe vers le sud-est, en direction de la baie Possession. Il s'est ensuite dirigé vers le nord jusqu'à environ 15 km de la côte avant de bifurquer de nouveau vers le sud-est.

Résumé

En août 1979, la circulation superficielle à moins de 5 km du littoral était généralement de direction nord-ouest à une vitesse d'environ 45 cm/s. Toutefois, à deux reprises, on a observé le déplacement des glaces vers le sud-est dans une bande de plusieurs centaines de mètres à partir de la côte. Dans une bande située entre 5 et 13 km environ de la côte, le courant se dirigeait vers le large, puis à 15 km du littoral, vers le sud-est.

5.6.5 Zone littorale voisine du cap Hay

Le cap Hay est situé sur la côte nord-ouest de l'île Bylot (Figure 5.6.5-1). A l'ouest du cap Hay se trouve une baie alimentée par un ruissellement glaciaire et, plus à l'ouest encore, se dressent des falaises qui abritent une importante colonie d'oiseaux en été. Immédiatement au large de la région considérée coule, vers l'est, le fort efflux du détroit de Lancaster. Les écoulements du large ont typiquement une vitesse de 75 cm/s (voir Section 5.2.3 pour plus de détails).

Circulation en surface

En été 1979, plusieurs dériveurs à drague sont passés à proximité de la zone considérée, ou l'ont traversée (Figure 5.6.5-1). Les dériveurs 1973 et 1976 sont passés à environ 8 km au large à des vitesses d'environ 115 cm/s. Cependant, les dériveurs 1951, 1958 et 1961, qui se sont approchés à moins de 3 km des falaises, avaient des mouvements manifestement causés par des effets littoraux. Leurs vitesses étaient moindres (50 à 90 cm/s) et ils semblaient attirés dans la baie juste à l'ouest du cap Hay. Le dériveur 1958 n'est pas entré complètement à l'intérieur. Le dériveur 1951 a pénétré dans la baie et a échoué, tandis que le 1961 y est entré, puis est demeuré deux jours en mouvement avant d'en ressortir. Les déplacements de ces dériveurs indiquent que la baie constitue une zone relativement stagnante juste à l'est des falaises. Des eaux à la limite du large peuvent être attirées dans cette zone où se manifestent des mouvements de caractère contre-tourbillonnaire.

Le mouvement des glaces a servi de principal indicateur d'un écoulement littoral de sens ouest dans la baie (Sekarak et al, 1979). Des photos aériennes prises le 28 août 1958 montrent également que le flux littoral à l'est des falaises se dirigeait vers l'ouest. A la Figure 5.6.5-2, des coulées de glace et la configuration des eaux de fonte indiquent un écoulement vers l'ouest le long du rivage, et des sillons prononcés apparaissent du côté ouest (sous le vent) des plus gros morceaux de glace présumément échoués.

Le 6 septembre 1979, deux grappes de suiveurs de nappes de pétrole ont été poursuivies dans la zone de la baie. A ce moment-là, les vents soufflaient du nord à environ 2 m/s. La grappe la plus au large se déplaçait vers l'est à des vitesses d'environ 70 cm/s, tandis que celle déployée à 2 km des falaises circulait plus lentement (30 cm/s) et avait tendance à bifurquer vers la droite en direction de la baie (Figure 5.6.5-3). Au cours de la poursuite, le bateau a dérivé à des vitesses atteignant 100 cm/s vers l'est immédiatement au large de la grappe la plus éloignée du rivage.

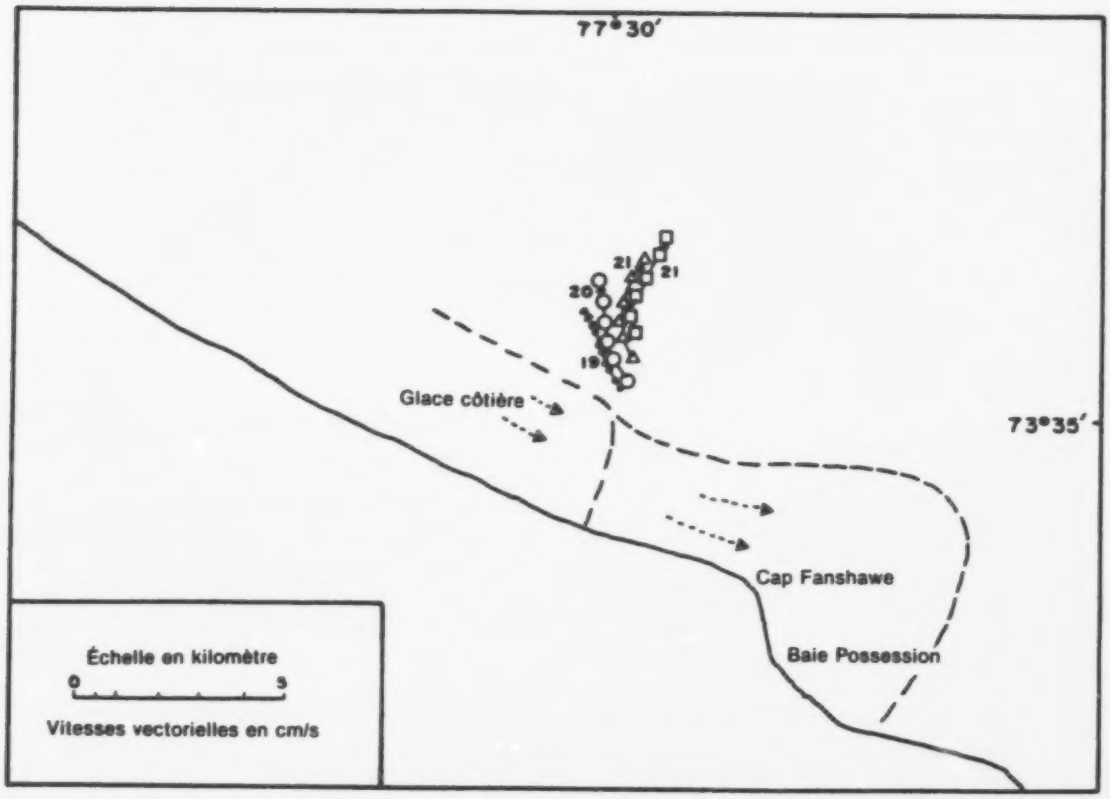


Figure 5.6.4-5 Déplacement des glaces côtières à la hauteur du cap Fanshawe et trajectoires des suiveurs de nappes de pétrole, le 22 août 1979.

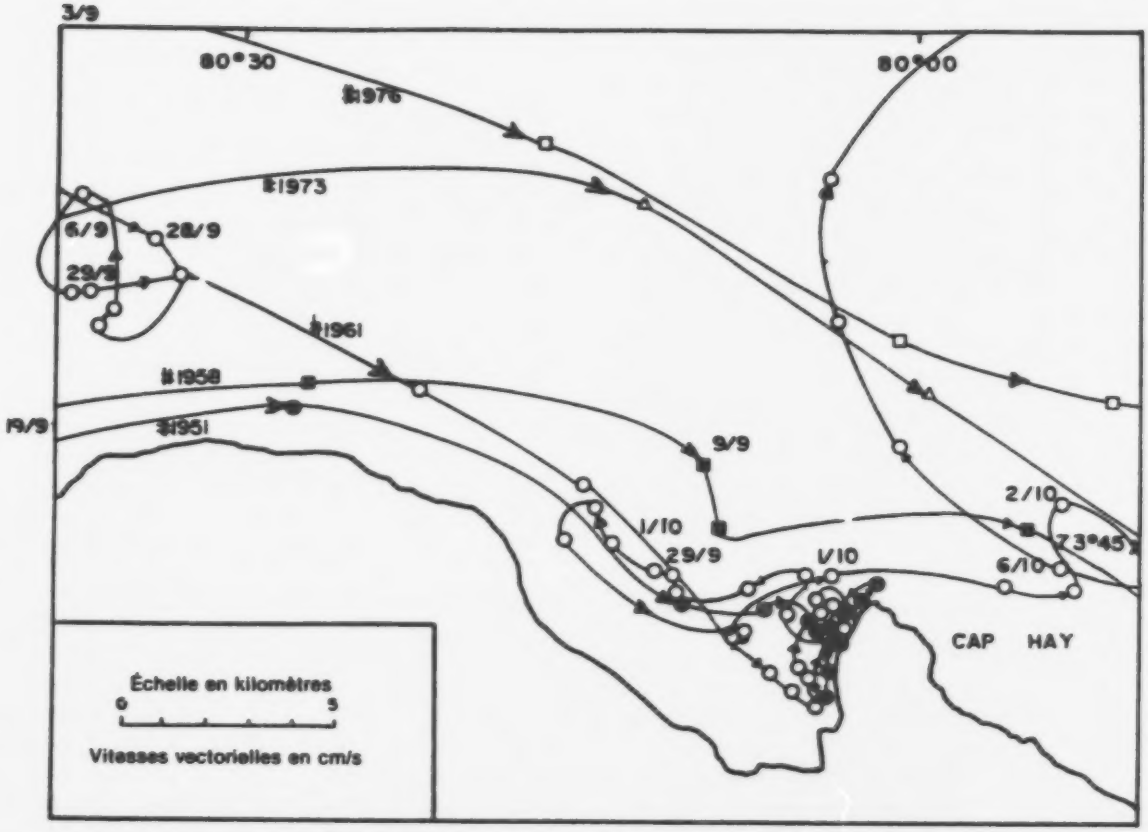


Figure 5.6.5-1 Trajectoires des dériveurs passant près de la zone littorale voisine du cap Hay.

Des mesures du profil du courant prises le 9 septembre en un point situé entre les deux trajectoires de suiveurs ont montré que le fort écoulement superficiel est-sud-est d'environ 100 cm/s s'étendait jusqu'à une profondeur d'au moins 38 m. Des courantomètres mis à l'eau près du point de lancement de la grappe de suiveurs au large ont indiqué, le 6 septembre, un fort écoulement est-sud-est (55 cm/s à 35 m). Les courantomètres placés à 250 m et 450 m de profondeur ont également enregistré des directions générales est-sud-est, les vitesses mesurées ayant été de 22 et 8 cm/s respectivement.

Propriétés de l'eau

Le 9 septembre 1979, les relevés à quatre stations CTD ont été terminés dans la région. La Figure 5.6.5-4 montre un gradient vertical de température et de salinité pour la ligne A-A' (Figure 5.6.5-3). L'influence des eaux atlantiques salées et plus chaudes peut se faire sentir à des profondeurs de près de 400 m. Au-dessus se trouvent les eaux arctiques. Les eaux chaudes à 30 m font probablement partie des eaux chaudes superficielles observées au large dans la mer de Baffin au cours de l'été. La photo aérienne (Figure 5.6.5-2) de 1958 montre que le ruissellement du glacier forme une mince couche superficielle qui couvre la baie toute entière et s'arrête à une ligne unissant grossièrement le cap Hay à la limite des falaises. Cette ligne coïncide approximativement avec la limite du fort courant du large.

Résumé

La zone du cap Hay considérée est caractérisée par des flux faibles et variables dans la baie immédiatement à l'ouest, ainsi que par de fréquents mouvements de circulation littorale ouest, tandis qu'au large se trouve le fort courant est de l'efflux du détroit de Lancaster. Les dériveur indiquent que les masses d'eau qui approchent à moins d'environ 3 km des falaises ont tendance à être attirées vers la baie et à former des contre-tourbillons.

5.6.6 Résumé des caractéristiques de la circulation littorale

Les travaux sur la circulation littorale aux caps Warrender, Fanshawe et Hay ont révélé des phénomènes complexes de circulation qui se produisent à de petites échelles spatiales. Il s'agissait de mouvements de caractère tourbillonnaire à des échelles de 5 km ainsi que de forts cisaillements.

Les forts écoulements immédiatement au large dans plusieurs secteurs de la région considérée constituent l'un des principaux mécanismes moteurs. Ces courants du large commandent des flux dans la zone littorale. Cependant, l'effet du rivage se manifeste sous la forme de forts cisaillements latéraux qui agissent

Figure 5.6.5-2 Zone littorale voisine du cap Hay. Photographie aérienne prise le 28 août 1958 à 30 000 pieds d'altitude. Photothèque nationale de l'air, Ottawa.

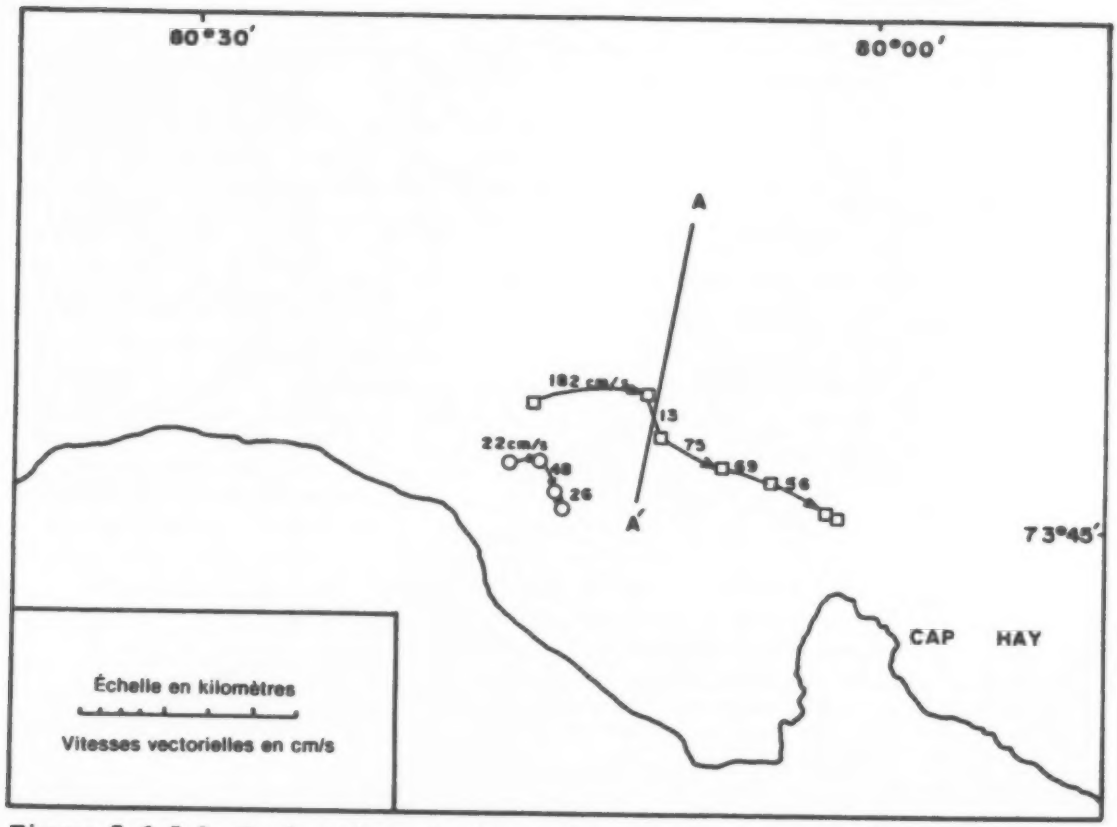


Figure 5.6.5-3 Trajectoires de deux suiveurs de nappes de pétrole au large du cap Hay, le 6 septembre 1979.

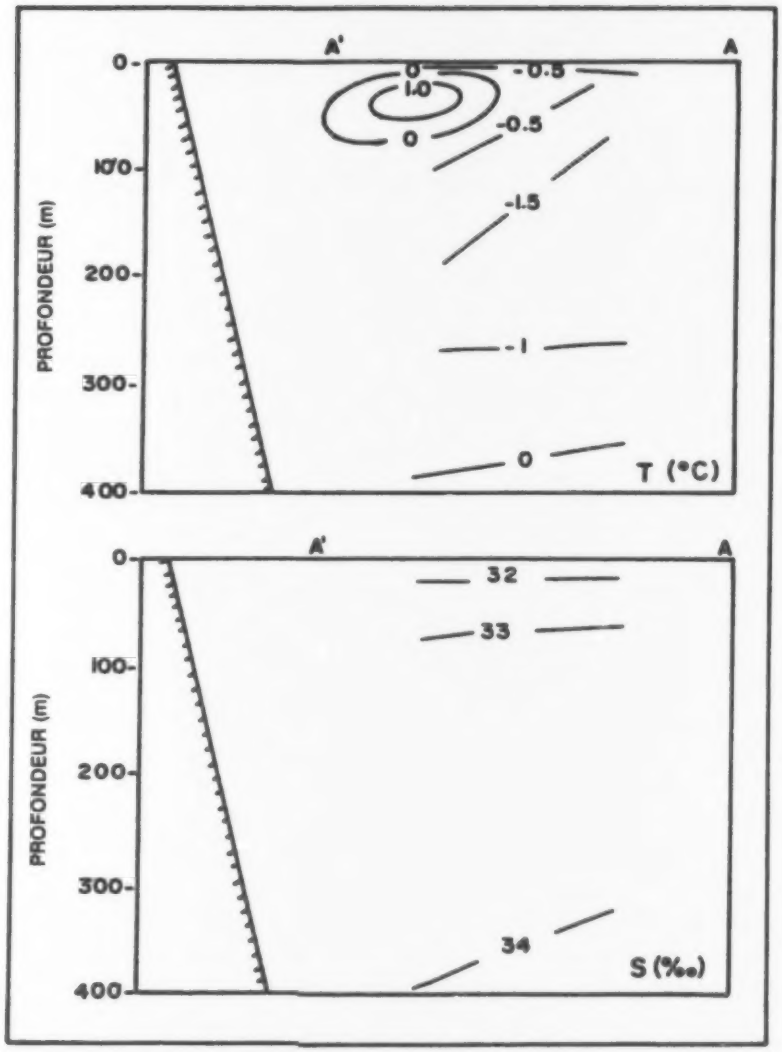


Figure 5.6.5-4 Gradient vertical de température et de salinité le long de la section indiquée à la Figure 5.6.5-3.

en travers de la zone littorale et, parfois, de petits contre-tourbillons qui devraient se retrouver dans les couches limites latérales.

Les vents locaux variaient de façon appréciable avec la distance de la côte à la hauteur du cap Warrender. Les vents au rivage n'étaient pas représentatifs de ceux observés à quelques kilomètres au large. De même, les vallées glaciaires et autres échancrures de la côte accidentée de l'Arctique peuvent engendrer de forts vents locaux. Ces vents pourraient modifier la circulation dans le secteur voisin de la zone littorale.

Les courants de marée peuvent être importants dans les zones littorales et croître sous l'influence de marées internes résultant de l'entraînement communiqué par les mouvements superficiels de marée aux isopycnes au-dessus des fonds en pente (section 5.4). Ces effets sont indiqués par les données courantomètriques et les observations des mouvements des dériveurs à drague près du cap Warrender de même qu'aux courantomètres mis à l'eau au large du cap Hay. Des courants de marée K_1 renforcés ont été observés dans les deux régions comparativement aux courants de marée au large.

Les eaux douces d'origine locale pourraient être un facteur important dans la détermination des caractéristiques de la circulation littorale. L'apport d'eaux douces provenant de la fonte de la glace de mer ou de ruissellement terrestre provoque la formation d'une mince couche saumâtre supérieure qui recouvre une couche d'eaux arctiques plus salées. Le long de l'interface se manifestent des ondes internes dont les périodes sont de l'ordre de 10 minutes. De plus, la présence de gradients latéraux de densité causés par la concentration d'eaux moins salées dans la zone littorale peut provoquer l'apparition de courants géostrophiques. Il est possible que la présence d'autres mécanismes moteurs dans la région empêche l'établissement d'un simple équilibre géostrophique. Cependant, une circulation dans la même direction que l'écoulement géostrophique pourrait contribuer au flux net.

L'une des caractéristiques remarquables de la circulation observée au cours des recherches dans la zone littorale était la présence d'écoulements littoraux dans la direction opposée à celle de forts courants du large. De tels cas d'inversion ont été observés dans les trois emplacements littoraux considérés; les inversions ne semblent pas permanentes mais reflètent l'équilibre instable des mécanismes d'entraînement.

Les connaissances acquises par l'étude de ces trois emplacements peuvent maintenant servir à prévoir des conditions possibles dans d'autres emplacements littoraux de la zone considérée. Cela ne signifie pas que la compréhension des processus littoraux soit totale. Bien qu'un plus grand nombre de données aient été recueillies au cap Warrender qu'aux trois autres

emplacements considérés, les travaux à cet endroit n'ont fourni qu'une description très incomplète des régimes de circulation. D'autres études seront nécessaires pour comprendre parfaitement les processus complexes qui se manifestent dans ces zones.

5.7 Variations saisonnières

Les cinq stations de courantomètres qui ont fonctionné du début de l'automne 1978 à l'été suivant ont fourni la première grande série de mesures directes des courants hivernaux jamais réalisée dans la mer de Baffin. Ces données, qui couvrent une période de dix mois, ajoutées à celles obtenues pendant une période de deux mois au cours de l'été 1978, fournissent presque une année entière d'observations pour quatre stations: 1, 2, 10 et 13. (L'ancrage hivernal constituant la station 8a a été déplacé de façon appréciable (20 km) à partir de son emplacement estival et ne peut être considéré comme étant demeuré au même endroit).

Dans la présente section, ces données sont utilisées pour examiner les changements saisonniers de la circulation et des propriétés de l'eau. Les stations 2 et 13 fournissent des données à 35 m de profondeur. Le courantomètre de la station 1 a perdu son rotor cinq jours après sa mise à l'eau, et le courantomètre le plus élevé de la station 10 n'a plus fonctionné peu après son mouillage, ce qui explique l'absence de données sur les courants hivernaux à 35 m de profondeur à ces deux stations. Les données recueillies à 35 m de profondeur par la station 8a vaudront également pour la période de 10 mois où celle-ci a fonctionné. A 250 m de profondeur, les stations 1, 2, 10 et 13 ont fourni des données complètes, tandis que seule la station 8a en offre pour une période de 10 mois. Des données ont été recueillies à la profondeur nominale de 500 m aux stations 8a, 10 et 13, et à la profondeur nominale de 400 m à la station 1. La série chronologique de données courantométriques recueillies à la plus grande profondeur a été réalisée à la station 13 à une profondeur nominale de 750 m. En raison du mauvais fonctionnement d'un circuit dans l'appareil, il a été impossible de recueillir des données sur la vitesse pour la période août-septembre 1978.

5.7.1 Variations saisonnières dans les courants

Il se pourrait que les emplacements des stations de courantomètres par rapport aux caractéristiques principales de la circulation estivale soient des facteurs importants dans l'étude des variations saisonnières de la circulation. Les stations de mesure 1 et 2 (Figure 5.7-1) sont toutes deux situées à l'est de l'île Devon dans le courant de Baffin avant son entrée dans la partie orientale du détroit de Lancaster (voir section 5.2.2). La station 8a est située à l'intérieur du courant sortant de la partie est du détroit de Lancaster, qui est produit pas la combinaison du courant intrusif et d'écoulements provenant de l'ouest du détroit (voir section 5.2.3). La station 10 se trouve dans une zone où se manifestent des

écoulements ouest généralement faibles au-delà de la limite extérieure du courant de Baffin qui pénètre dans le détroit de Lancaster.

Afin d'examiner les variations saisonnières, les données chronologiques ont été divisées en intervalles mensuels. La moyenne de chaque quantité mesurée a été calculée pour chaque mois. Les composantes moyennes de courant ont été combinées pour produire un courant vectoriel moyen mensuel, comme l'illustre la Figure 5.7-1.

Les courants mensuels moyens revèlent des variations saisonnières à toutes les stations de mesure et à certaines profondeurs. Les valeurs maximales des courants ont été obtenues du mois d'août au mois d'octobre inclusivement, tandis que les valeurs minimales ont été observées généralement de février à mai inclusivement. Ces variations saisonnières de la circulation semblent refléter les changements de la couverture glacielle, le courant moyen maximal coïncidant avec la couverture minimale (août à octobre), et le courant moyen minimal se manifestant avant la dislocation locale. Aux stations 1, 2, 8 et 10, des quantités considérables d'eaux libres sont apparues en juin et juillet 1979, et la vitesse moyenne du courant a augmenté. A la station 13, la couverture glacielle a persisté jusqu'à la fin de juillet, et une modification correspondante dans la durée du courant minimal mensuel a pu être observée de février à juillet inclusivement.

En dépit de la vitesse réduite des courants au cours des mois d'hiver, le régime global de circulation demeure très semblable à celui des mois d'été. L'écoulement sud à sud-ouest, le long de l'île Devon aux stations 1 et 2, l'écoulement ouest à la station 10 et l'écoulement sud au large de l'île de Baffin à la station 13 se manifestent au cours des deux saisons. Seules les données des courantomètres les plus profonds recueillies à la station 8a révèlent des différences marquées dans les écoulements moyens mensuels observés: les courants à 250 et 500 m de profondeur s'inversent vers l'ouest au cours des mois de mars, avril et mai. tandis qu'à 35 m, ils coulent généralement vers l'est mais avec une force réduite.

Les données courantomètriques en séries chronologiques obtenues aux profondeurs nominales de 35 m (trois stations de mesure) indiquent toutes des variations saisonnières marquées. Aux profondeurs nominales de 250 m et 400-500 m, la présence de variations saisonnières de la circulation dépend de l'emplacement. Aux stations 1 et 8a, des variations très considérables apparaissent dans les courants aux profondeurs de 250 m et 400 m (station 1) ou 500 m (station 8a): les vitesses moyennes mensuelles à la station 1 décroissent de février à mai jusqu'à moins d'un tiers de leurs valeurs estivales, tandis que les valeurs moyennes mensuelles à la station 8a révèlent une direction opposée, au cours des mois de mars

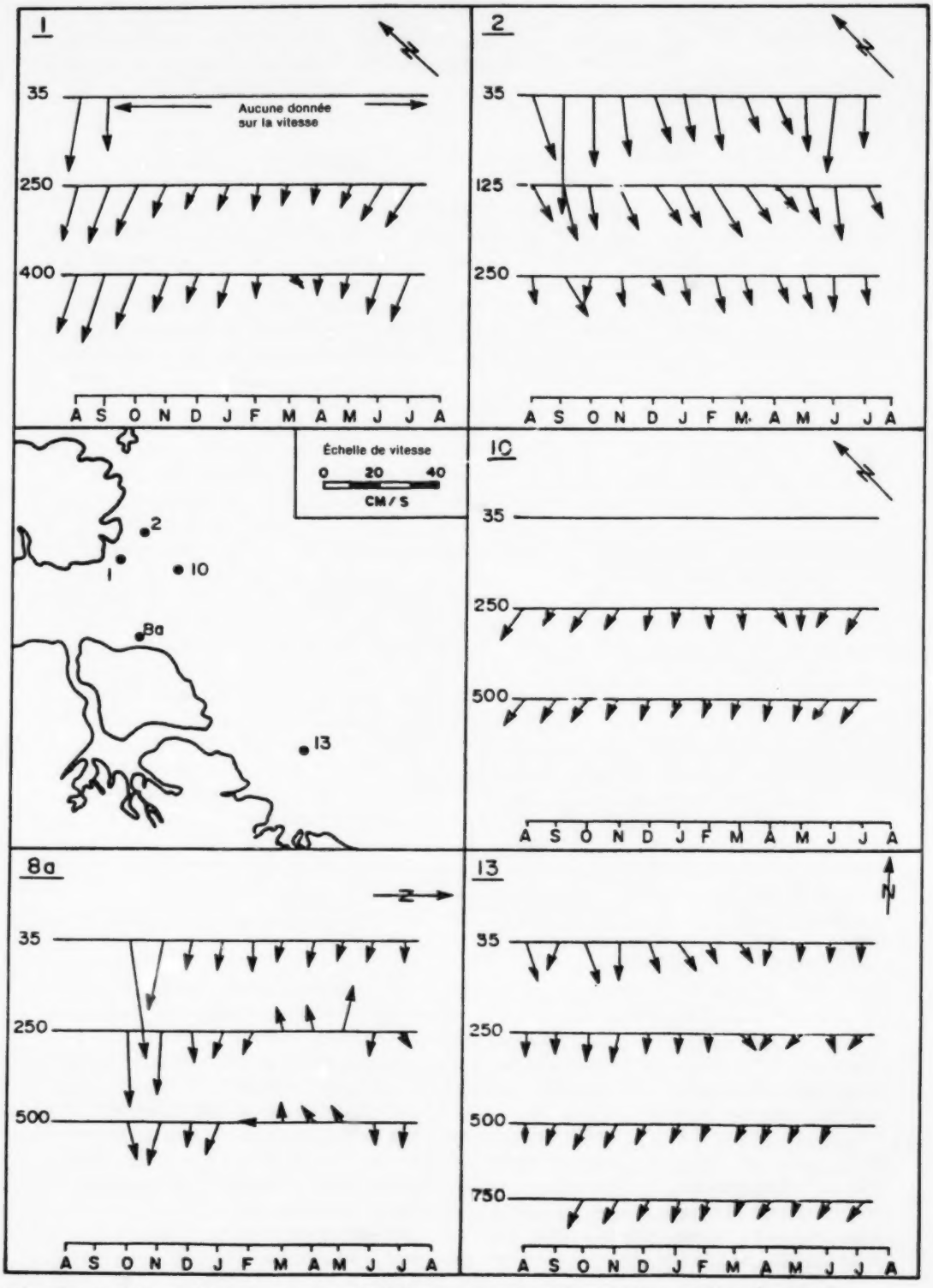


Figure 5.7-1 Vitesses vectorielles moyennes mensuelles d'après des données courantométriques obtenues d'août 1978 à juillet 1979. L'orientation des vecteurs est indiquée par la direction du nord géographique dans chaque graphique.

à mai, à l'écoulement net des mois d'été. Les variations saisonnières sont moins prononcées dans les courants profonds aux stations 10 et 13.

En l'occurence, les courants généralement plus faibles mesurées en été décroissent encore en hiver jusqu'à environ la moitié des niveaux estivaux. Aucune variation saisonnière importante ne se produit à 250 m de profondeur à la station 2, bien qu'il s'en produise à 35 m et, dans une moindre mesure, à 125 m à cet endroit. Malgré l'apparition de variations à une profondeur de 250 m dans les vitesses moyennes mensuelles, les variations semblent s'étendre sur des périodes inférieures à une année. Les causes de ces différences dans l'amplitude des variations saisonnières entre les diverses stations de mesure ne sont pas comprises. Elles pourraient être reliées à des variations dans les régimes locaux de circulation ou le degré de stratification verticale, à chaque emplacement examiné ci-dessous.

Une réduction des vitesses moyennes mensuelles s'observe au cours de périodes de couverture glacielle étendue, et le niveau des variations synoptiques semble baisser également à ce moment. A titre d'exemple, la Figure 5.7-2 présente des courants soumis au filtre passe-bas à la station 2 (la moitié de l'amplitude à des périodes de trois jours). A toutes les profondeurs, les variations synoptiques indiquent une réduction quant à l'amplitude en hiver par rapport à l'été. Cependant, malgré leur réduction, les variations synoptiques persistent au cours des périodes de couverture glacielle saisonnière.

La circulation réduite décelée aux cinq stations de mesure pendant les mois de couverture glacielle indique clairement une baisse générale de la circulaiton cyclonique dans le nord-ouest de la mer de Baffin à cette époque. En raison des risques élevés reliés à l'utilisation de courantomètres pendant le long hiver arctique, le nombre de stations de mesure a forcément été limité, et, par conséquent, la détermination spatiale des données de l'hiver 1978-1979 est réduite comparativement à celles obtenues lors des programmes estivaux. Pour cette raison, il est impossible de définir la largeur des principales composantes de la circulation à partir des données hivernales. Il est donc impossible de déterminer si les composantes plutôt étroites mais intenses de la circulation estivale conservent les mêmes particularités spatiales pendant toute la période de couverture glacielle. Il est possible que, par exemple, malgré une diminution de l'intensité de la circulation, comme l'indiquent les données hivernales de 1978-1979, la largeur des courants augmente, ce qui produit des flux nets comparables à ceux observés en été.

5.7.2 Variations saisonnières de température et de salinité

Les mesures de température et de salinité sous la surface ont été obtenues à l'aide des courantomètres Aanderaa RCM-4 utilisés aux cinq stations de mesure qui ont fonctionné au cours de l'hiver

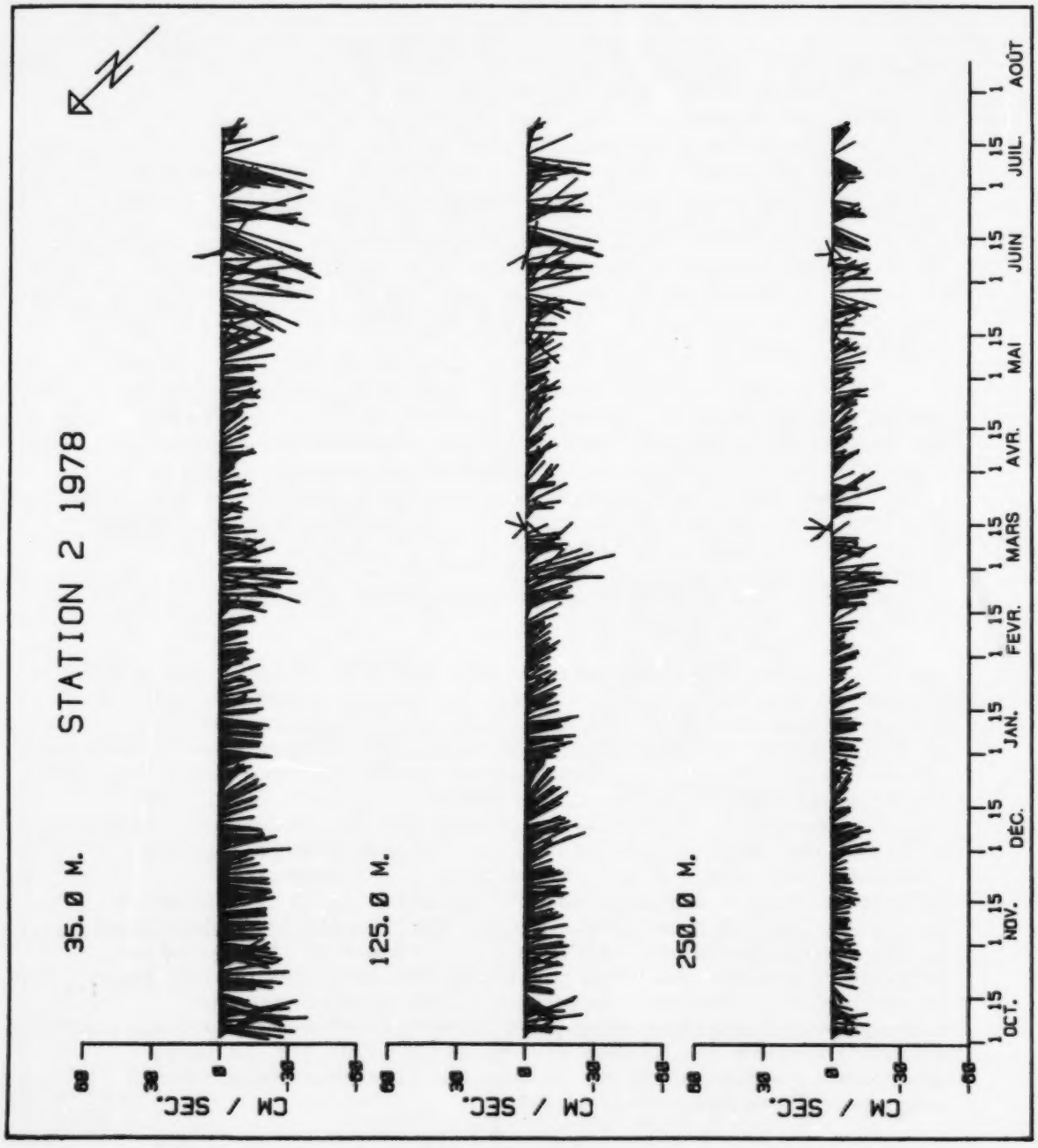


Figure 5.7.2 Les courants mesurés à la station 2 après avoir été soumis au filtre passe-bas afin d'éliminer les variations de fréquences quotidiennes et supérieures.

1978-1979. La précision de ces mesures est inférieure à celle des données du Guideline CTD, obtenues lors de travaux effectués à partir d'un navire en été. Selon les indications du fabricant, la précision des mesures thermiques est de l'ordre de +0.15°C, tandis que celle s'appliquant à la cellule de conductivité n'est pas fournie. Une comparaison des données d'étalonnage en laboratoire pour les courantomètres Aanderaa RCM-4 avant et après les travuax sur le terrain pendant l'été 1978 indique que les mesures de conductivité sont valables jusqu'à 0,11 mmho/cm ou plus dans quatorze cas sur quinze (Fissel, 1980a). En utilisant ces valeurs, l'incertitude combinée dans les mesures de salinité atteint 0,2‰.

Les données thermiques obtenues à la profondeur nominale de 35 m indiquent un fort cycle saisonnier. Aux quatre emplacements où des températures à 35 m ont été mesurées (stations 1, 2, 8a et 13)), les températures moyennes mensuelles décroissent à partir des valeurs estivales maximales de 0,4 à -1,0°C, jusqu'à des températures voisines du point de congélation de l'eau de mer, soit -1,8°C d'octobre à mai inclusivement (Figure 5.7-3). Au cours de la période où s'observent des températures voisines du point de congélation à 35 m de profondeur, les variations thermiques temporelles sont très réduites (approximativement 0,05°C ou moins). Ces changements saisonniers sont très clairement reliés à l'avance et au recul des glaces dans la région. Quant l'ensoleillement diminue à la fin de l'été et en automne, la couche d'eau superficielle se refroidit et la glace commence à se former.

L'une des conséquences de la formation de la glace est l'expulsion des eaux salées denses, phénomène qui entraîne un brassage vertical dans la colonne d'eau à des profondeurs de plus en plus grande à mesure de l'avancée des glaces. Ce processus est bien illustré par les variations des températures et des salinités moyennes mensuelles relevées à la station 2 (Figures 5.7-3 et 5.7-4).

Les données recueillies à 27 m de profondeur en octobre et comportant des températures voisines du point de congélation ainsi que des salinités et, par conséquent, des densités accrues de l'eau, indiquent un refroidissement superficiel ainsi que la formation de glace. Ce processus de pénétration par convention atteint le courantomètre suivant (profondeur de 111 m) en décembre, comme l'indique la baisse caractéristique de température jusqu'à une valeur proche du point de congélation ainsi que l'augmentation de la salinité. Il semble que la pénétration par convection aurait pu s'étendre jusqu'au niveau du courantomètre le plus profond à la station, soit 234 m, au cours des mois de mars et d'avril. Cependant, le fait que les températures se sont élevées bien au-dessus du point de congélation en juin et en juillet à cette profondeur indique que l'advection horizontale pourrait être importante dans ce cas, et que la baisse antérieure des températures en mars et en avril pourrait être due à des mouvements horizontaux plutôt qu'à des échanges verticuax. Avec l'ensoleillement accru au printemps, l'avance des glaces cesse et est suivie par la fonte et

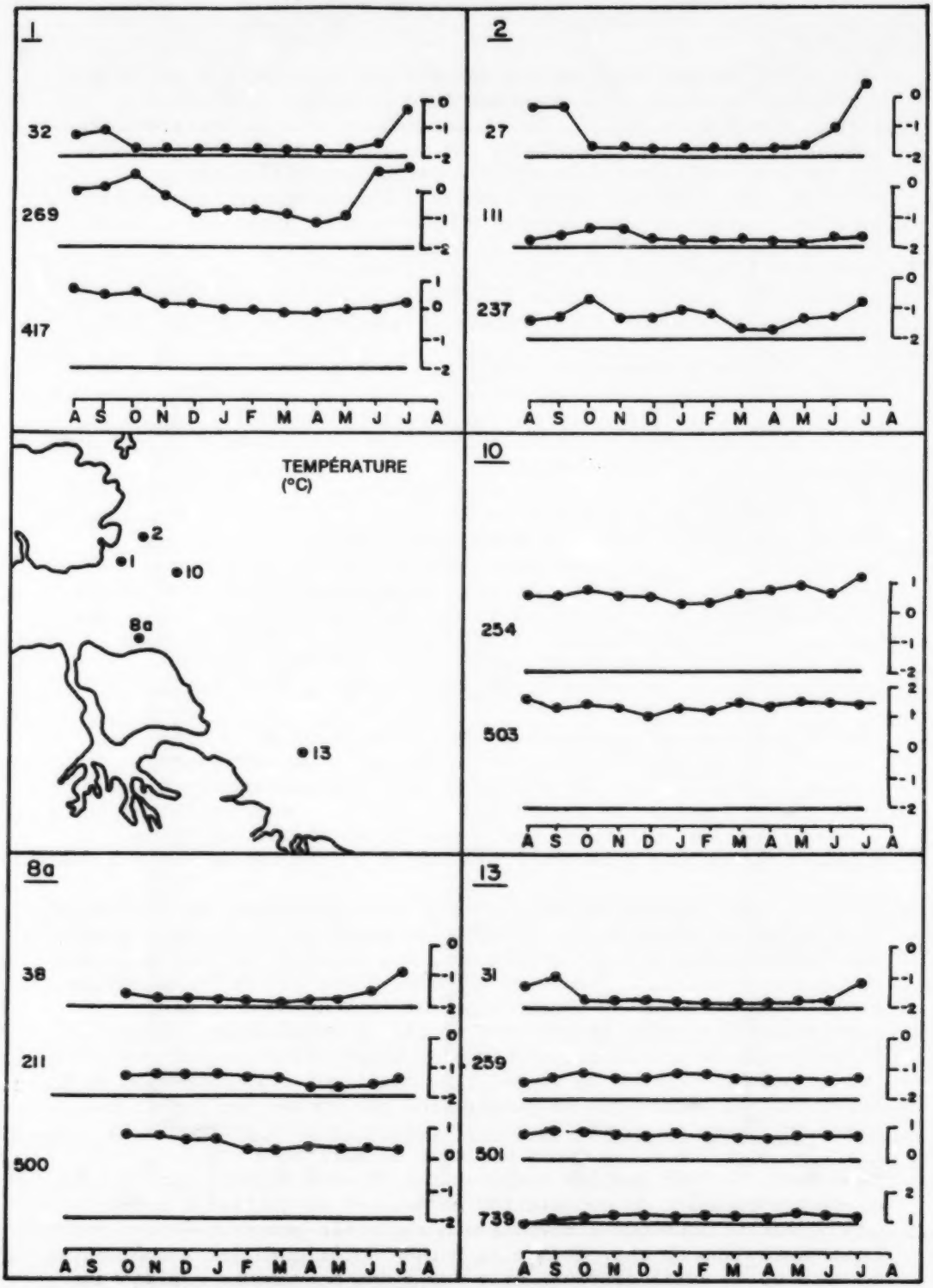


Figure 5.7-3 Températures moyennes mensuelles fournies par les données courantométriques recueillies d'août 1978 à juillet 1979. Les chiffres qui accompagnent chaque série chronologique indiquent la profondeur moyenne réelle du courantomètre.

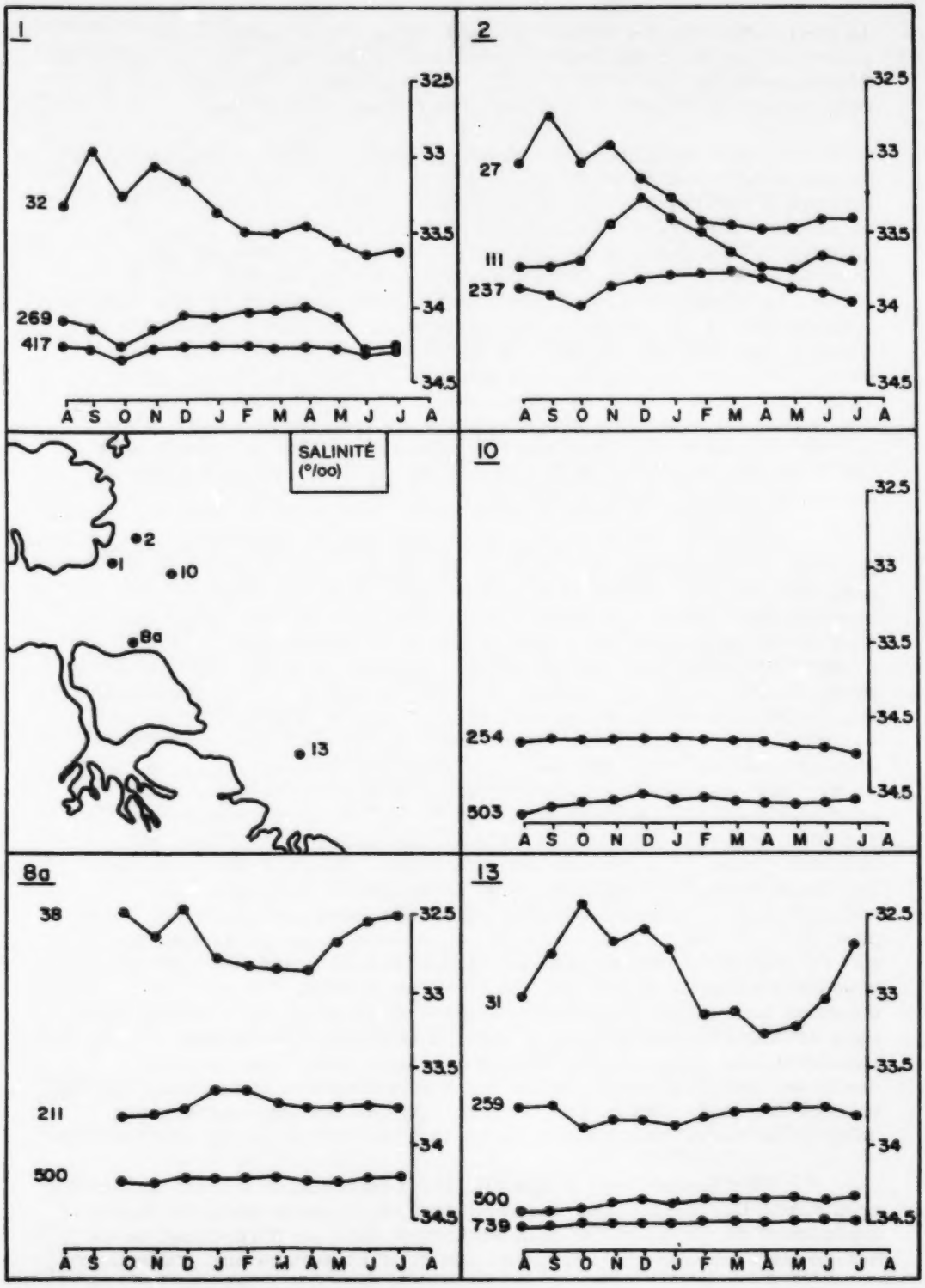


Figure 5.7.4 Salinités moyennes mensuelles fournies par les données courantométriques recueillies d'août 1978 à juillet 1979. Les chiffres qui accompagnent chaque série chronologique indiquent la profondeur moyenne réelle du courantomètre. On remarquera que, contrairement à l'usage, la salinité décrît vers le haut.

la dislocation de la couverture glacielle. Les températures relevées par le courantomètre supérieur augmentent, et les salinités décroissent par suite de l'action de brassage par le vent qui refoule les eaux superficielles plus douces vers le bas.

Les variations saisonnières dans les eaux arctiques dues au cycle de l'avance et du recul des glaces décrit ci-dessus pouraient influer sur la circulation. L'examen du gradient vertical de la salinité et, par conséquent, de la densité à la station 2 (Figure 5.7-4) indique la présence d'un cycle saisonnier prononcé dans la stratification de la couche d'eaux arctiques. A la fin de l'été, la stratification atteint une valeur maximale et est ensuite réduite par la pénétration, par convention, reliée à l'avancée des glaces. En février et mars, la différence de densité verticale nette entre 27 m et 237 m à la station 2 n'est que la moitié de la valeur estivale. Avec la réduction de la stratification verticale, une baisse du niveau de circulation barocline de la couche d'eaux arctiques semble une hypothèse raisonnable. C'en est réellement le cas à la station 2, comme le montre la variation des courants moyens mensuels (Figure 5.7-1).

Les variations saisonnières de température et de salinité baissent de façon marquée avec la profondeur. Aux profondeurs nominales de 400, 500 et 750 m, la gamme de variations des température et des salinités moyennes mensuelles est comparable aux limites de précision des instruments courantométriques. Rien n'indique qu'il y ait des variations saisonniers importantes à ces profondeurs. A la profondeur nominale de 250 m, l'amplitude des variations des valeurs moyennes mensuelles de température et de salinité est intermédiaire entre celle observée à des profondeurs plus grandes et celle qui caractérise la profondeur nominale de 35 m. Aux stations 1 et 2, et, dans une moindre mesure, aux stations 8 et 13, la température et la salinité ont augmenté à la fin de l'été, atteignant des valeurs maximales en octobre, puis baissant jusqu'à la période de mars à mai. Les corrélations dans les changements de température et de salinité indiquent une modification saisonnière dans l'effet des eaux arctiques, et il se pourrait que des eaux atlantiques circulent à des profondeurs de 250 m. Ce phénomène est le plus remarquable à la station 1 (profondeur moyenne réelle de 269 m) où, de novembre à mars, les valeurs moyennes mensuelles de température-salinité (T-S) sont celles des eaux arctiques, tandis que, de juin à octobre, les valeurs (T-S) indiquent une prédominance des eaux atlantiques. Aux autres stations, la profondeur réelle des courantomètres est moindre et les valeurs moyennes mensuelles T-S sont celles des eaux arctiques, malgré des variations saisonnières (à l'exception de la station 10).

En résumé, les courants, les températures et les salinités présentent des variations saisonnières importantes dans la partie supérieure de la couche d'eaux arctiques dans le nord-ouest de la mer de Baffin, comme l'indiquent les courantomètres aux profondeurs

nominales de 35 m et 125 m. Les variations saisonnières des courants se caractérisent par des écoulements réduits pendant la période de couverture glacielle, les valeurs minimales étant observées de février à mai. Ces variations saisonnières des courants aux profondeurs de 250 m ou plus dépendent de l'emplacement: à une station, des variations saisonnières se sont manifestées à des profondeurs de 750 m, tandis qu'à une autre, aucune variation n'a été observée à plus de 250 m de profondeur. L'amplitude des variations saisonnières de température et de salinité décroît généralement avec la profondeur. Aux profondeurs nominales de 400 m, les variations des valeurs moyennes mensuelles étaient inférieures aux limites de précision des appareils.

5.8 Variations annuelles de la circulation en surface

5.8.1 Détroit de Lancaster

Les données d'après lesquelles il a été possible de fonder la détermination des récentes variations annuelles de la circulation du détroit de Lancaster, proviennent de mesures hydrographiques, recueillies lors de plusieurs croisières effectuées entre 1954 et 1970, ainsi que des résultats des études de 1978 et 1979. Les premières données ont été extraites de résultats obtenues lors de croisières et fichés à la Direction des services des données sur le milieu marin, à Ottawa. Elles sont présentées ici sous forme de graphiques de la topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, mesure qui a été choisie comme niveau de référence parce que des parties des accès au détroit de Lancaster (à l'est de l'île Devon) se situent entre 300 et 500 mètres de profondeur. Comme il semble que la majeure partie du cisaillement dans la colonne d'eau se produit au-dessus de 300 mètres de profondeur (section 3), 300 dbar a été choisi comme niveau de référence pour éviter d'effectuer des extrapolations de ce niveau jusqu'à des profondeurs au-dessous du fond de la mer. Les données utilisées sont extraites des années suivantes et sont résumées au Tableau 5.8-1:

Tableau 5.8-1

Données utilisées pour les comparaisons annuelles

Année	Nombre de stations	Dates d'occupation
1954	11	2 au 14 août
1956	11	23 sept au 1er oct.
1957	23	20 août et 18 au 25 septembre
1960	28	15 au 24 septembre
1961	31	13 au 19 septembre
1962	33	2 au 7 octobre
1963	13	3 au 7 octobre
1970	30	24 juillet au 6 août

Les données ont été recueillies dans cette zone au cours d'années autres que celles qui figurent au Tableau 5.8-1; toutefois les croisières énumérées ci-dessus sont les seules dont les études suffisamment approfondies ont permis d'effectuer de bonnes comparaisons. L'exposé sera donc forcément limité aux ensembles de données figurant au Tableau 5.8-1. Les topographies dynamiques tirées de ces données sont représentées aux Figures 5.8-1 à 5.8-8, soit de 1954 à 1970. Dans chaque cas, l'équidistance des courbes de niveau est deux centimètres dynamiques.

A l'aide des données, relativement brutes, (dans la plupart des cas), et très espacées dans le temps, il sera possible d'examiner seulement les caractéristiques à une plus grande échelle du courant. La plus importante caractéristique du courant observée dans la partie est du détroit de Lancaster en 1978 et 1979 était le courant instrusif (décrit à la section 5.2.3). Cette caractéristique est présente sous diverses formes, plus ou moins bien définies, dans six des neuf ensembles de données présentés. Il est nécessaire d'ouvrir ici une parenthèse sur l'établissement des courbes de niveau et l'interprétation des données. Dans de nombreux cas, où il faut tracer une surface complexe et à nombreuses caractéristiques à partir d'un ensemble de mesures discontinues, il est possible que des ambiguïtés se produisent dans la façon dont les courbes de niveau sont tracées. Il arrive souvent que plusieurs ensembles de courbes de niveau soient tracés à l'aide du même ensemble de points. Sans autre information, il n'y a souvent pas de raison logique pour choisir une interprétation plutôt qu'une autre. Dans le cas des données présentées ici, l'interprétation indiquant le modèle d'un courant intrusif a été utilisée chaque fois qu'il y avait possibilité de plusieurs configurations.

Un courant intrusif est définitivement évident dans les données de 1956 (Figure 5.8-2), 1957 (Figure 5.8-3), 1958 (Figure 5.8-4), et 1962 (Figure 5.8-6). Il est probablement présent en 1961 (Figure 5.8-5) et 1970 (Figure 5.8-8) bien que les ensembles de données de ces années n'aient pas une portée suffisante pour définir de façon adéquate le courant. Il est possible d'interpréter quelles sont les données qui, toutefois, se rapportent à la présence d'un tel courant. Les données accumulées en 1954 (Figure 5.8-1) ne révèlent aucun courant intrusif, bien qu'il n'y ait que huit stations et qu'elles soient plutôt toutes très éloignées dans la partie ouest. Les données dénotent un courant en direction de l'est dans la majeure partie du détroit, y compris peut-être un méandre en directon du nord juste à l'ouest du cap Warrender. Il existe toutefois, un courant en direction du sud au large du cap Shérard, ce qui peut indiquer qu'il existe une certaine forme de courant intrusif à l'entrée du détroit. Même s'il est possible d'imaginer l'existence d'un tel courant, il n'y a aucune donnée susceptible de confirmer ou d'infirmer sa présence. En 1963 (Figure 5.8-7), il n'y a aucune données pour le détroit de Lancaster, le courant en direction du sud-est semble se situer au large de la côte est de l'île Bylot (de même qu'un début de contre-courant ou de mouvement

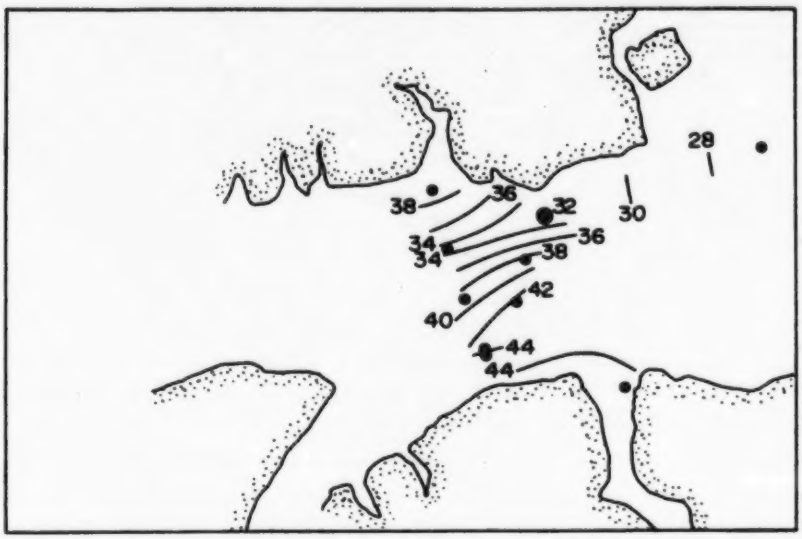


Figure 5.8-1 Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 2 au 12 août 1954, dans le détroit de Lancaster.

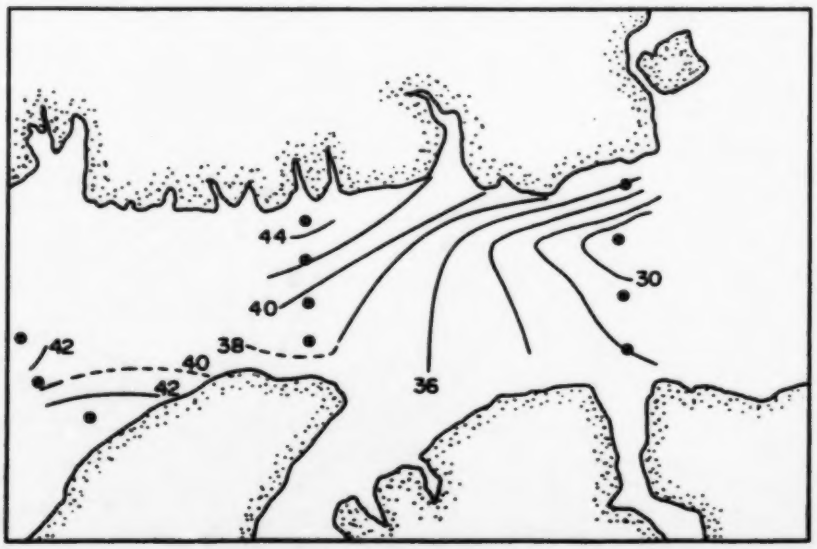


Figure 5.8-2 Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 23 septembre au 1er octobre 1956, dans le détroit de Lancaster.

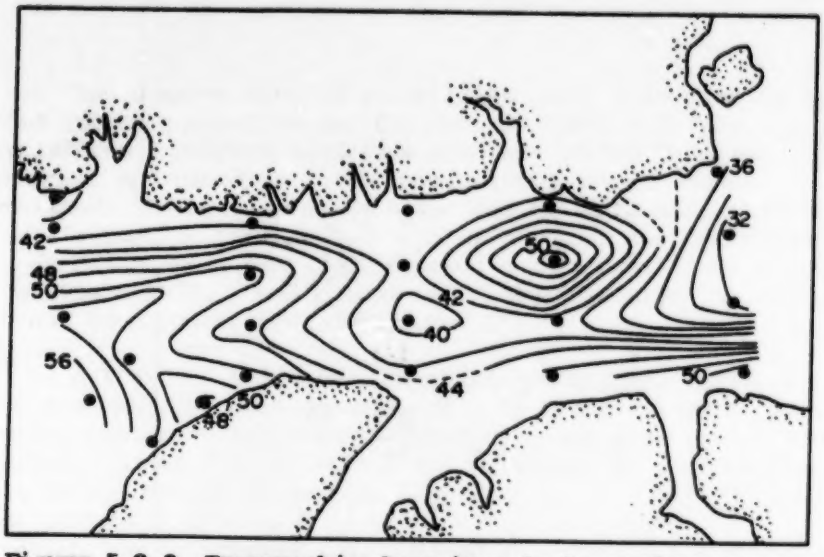


Figure 5.8-3 Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, le 20 août et du 18 au 25 septembre 1959, dans le détroit de Lancaster.

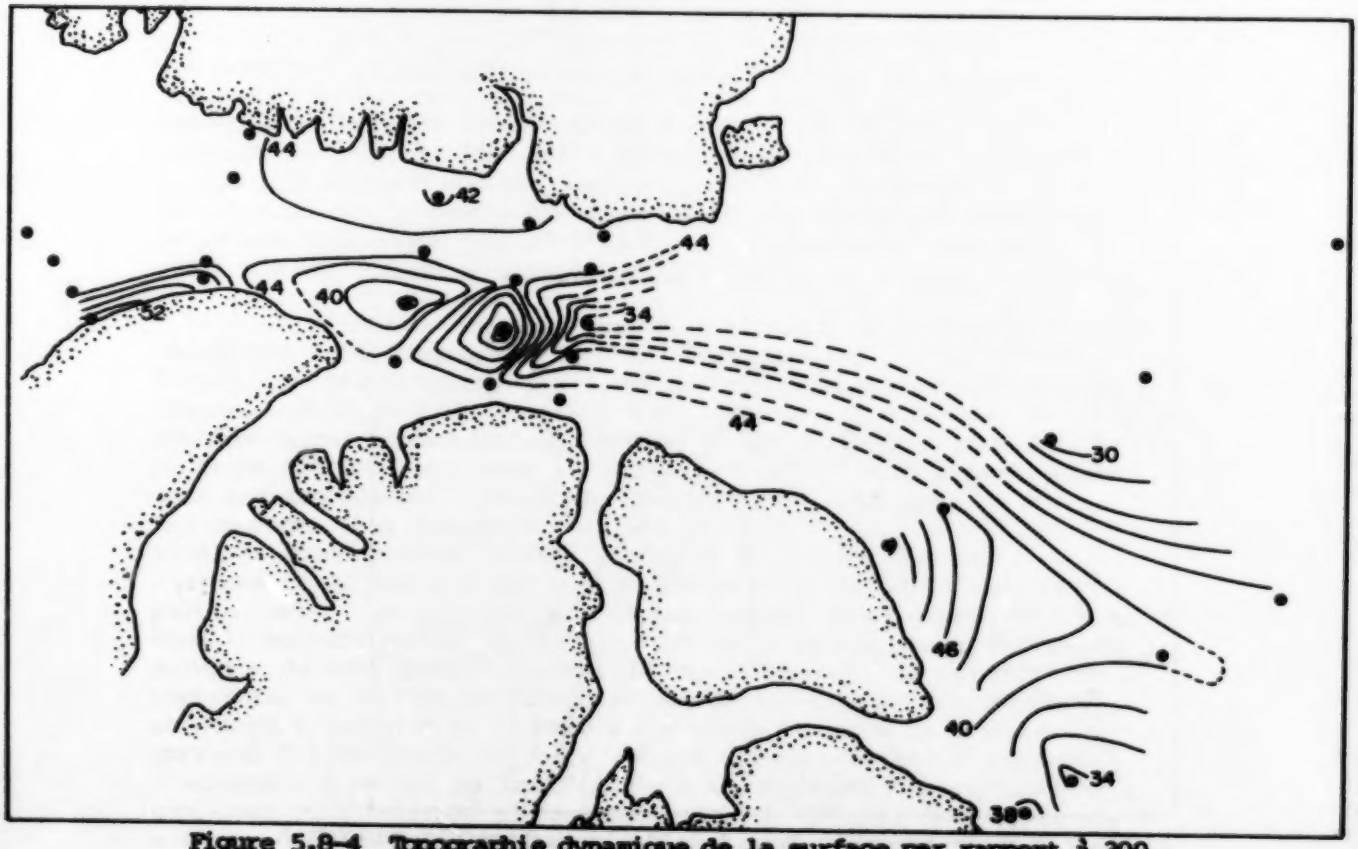


Figure 5.8-4 Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 15 au 24 septembre 1960, dans le détroit de Lancaster.

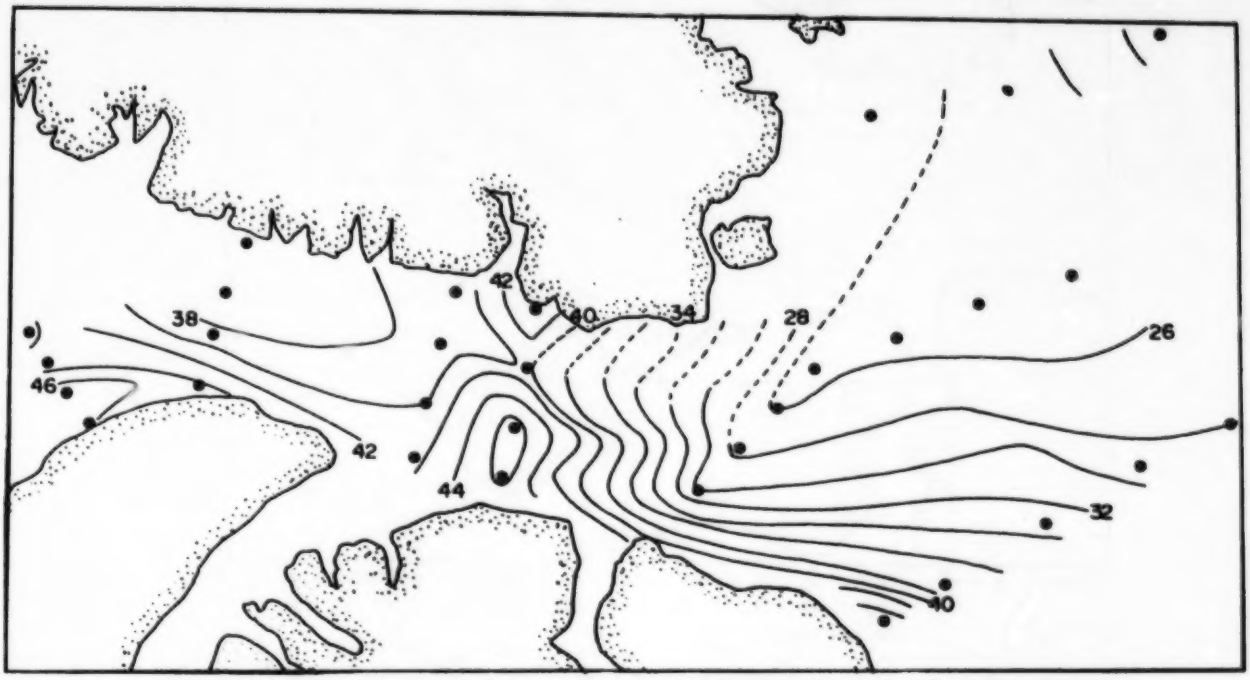


Figure 5.8-5 Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 13 au 19 septembre 1961, dans le détroit de Lancaster.

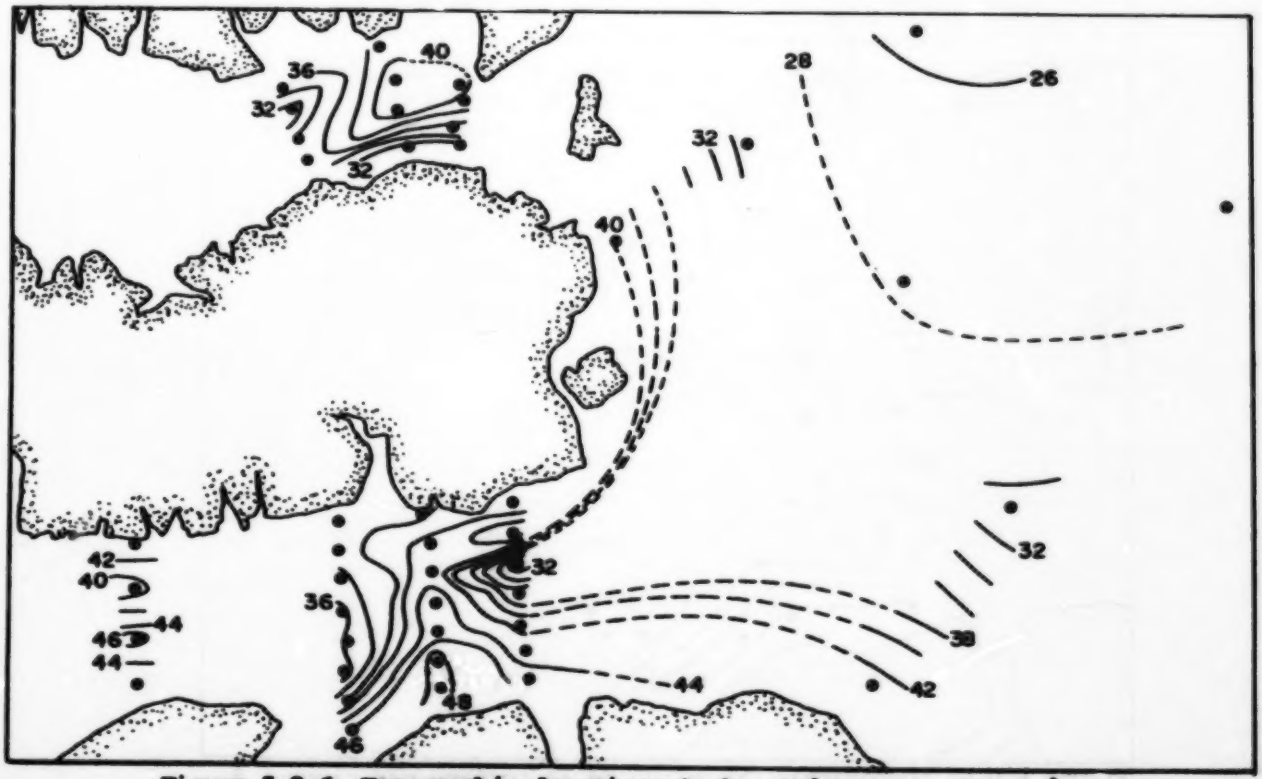


Figure 5.8-6 Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 2 au 7 octobre 1962, dans le détroit de Lancaster.

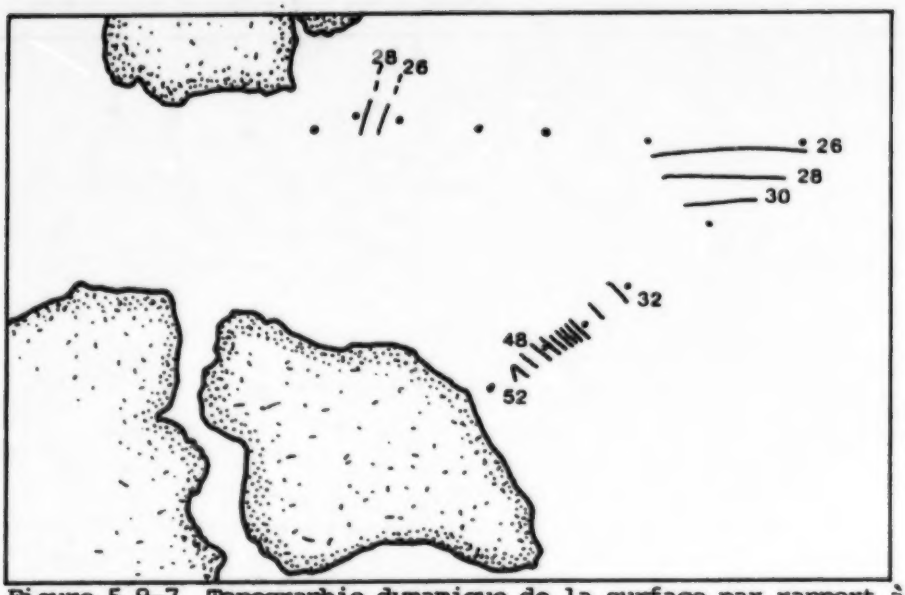


Figure 5.8-7 Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 3 au 7 octobre 1961, dans le détroit de Lancaster.

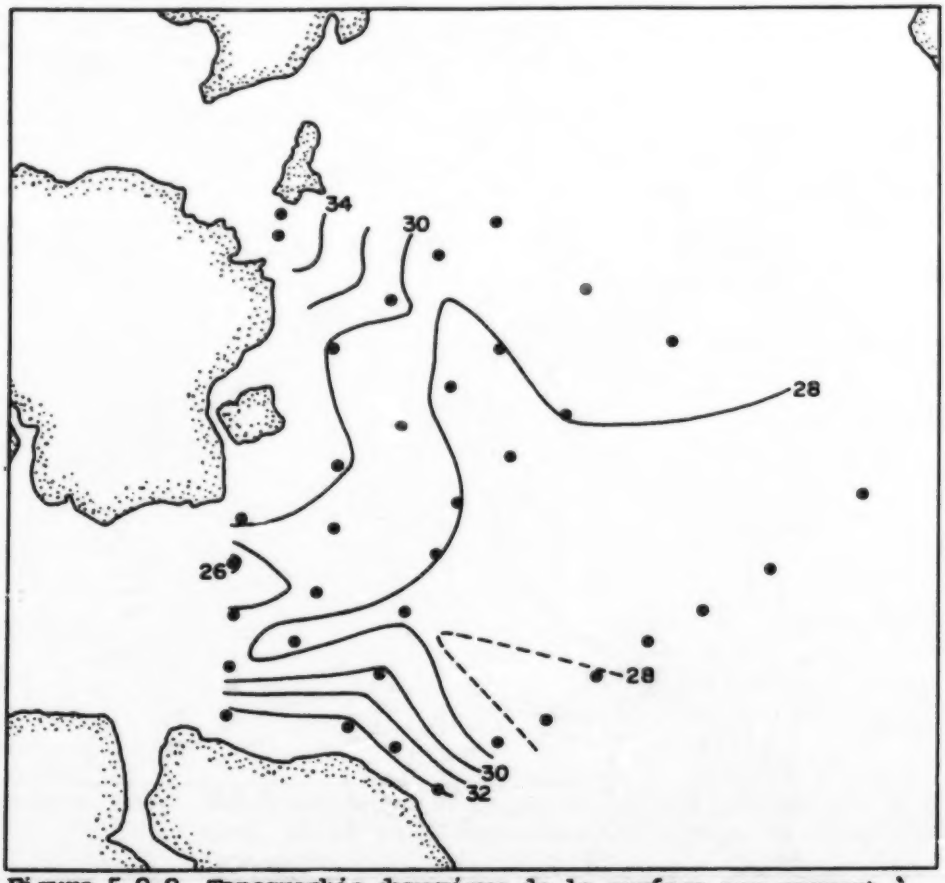


Figure 5.8-8 Topographie dynamique de la surface par rapport à 300 dbar, du 24 juillet au 6 août 1970, dans le détroit de Lancaster.

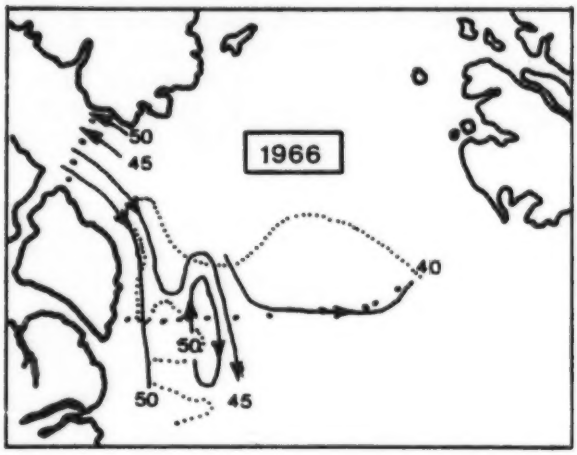


Figure 5.8-9 Topographie dynamique de la surface par rapport à 500 dbar, 1966 (Muench, 1971), dans le détroit de Lancaster.

tourbillonnaire proche de la côte). Rien ne va à l'encontre d'un courant intrusif dans la partie est du détroit de Lancaster, mais cela n'est certainement pas concluant.

Les données américaines de 1966 (Figure 5.8-9) indiquent respectivement des courants opposés en direcion ouest et est sur les parties nord et sud du détroit de Lancaster. Comme il n'existe qu'une seule ligne de stations dans le détroit lui-même, les données sont insuffisantes pour déterminer s'il existe ou non un courant intrusif. Toutefois, le modèle de la Figure 5.8-9 n'est pas incompatible avec un tel courant. Les données de Gosthaab de 1928 (Figure 3-2), comme celles de 1966, démontrent qu'il existe des courants opposés dans la parties nord et sud du détroit de Lancaster. Encore une fois, comme il n'existe qu'une seule ligne de stations, il n'est pas possible de délimiter tout courant intrusif. Cependant, les données présentées ne sont pas incompatibles avec une telle interprétation.

Le courant intrusif semble être une caractéristique essentiellement permanente de la circulation à l'extrémité est du détroit de Lancaster. Sur les douze années de donnés de 1928 à 1978 qui ont été étudiées, huit démontrent la présence du courant intrusif, et les quatre autres sont douteuses, généralement en raison de données éparses. L'année 1954 (Figure 5.8.-1) est celle qui est le moins susceptible d'avoir vu le courant intrusif, mais cela n'est en aucune façon concluant.

Etant donné que le courant intrusif est une caractéristique essentiellement permanente, il sera intéressant d'examiner certaines de ses variations d'une année à l'autre. Considérons d'abord l'étendue de sa pénétration en direction de l'ouest dans le détroit de Lancaster. La limite est du détroit servira de ligne qui joint les caps Shérard et Hay. Le Tableau 5.8-2 donne l'étendue de la pénétration en direction de l'ouest pour chaque année de 1928 à 1979 et pour lesquelles un courant intrusif était définitivement présent. Pour les années 1978 et 1979, seules les données CTD sont examinées en vue de comparer les quantités identiques avec les données historiques. L'année 1977 n'a pas été incluse, de sorte qu'aucune donnée CTD n'est disponible pour cette année. La distance de la pénétration indiquée dans la colonne du centre est celle qui a été définie par la topographie dynamique telle qu'elle a été tracée. La colonne de droite indique les limites supérieures et inférieures de la pénétration définies par l'espacement de la station.

Tableau 5.8-2

Pénétration du courant intrusif vers l'ouest

Année	Pénétration (km)	Limites absolues basées sur l'espacement des stations
1956	23 - 76	23 - 156
1957	25 - 36	0 - 73
1960	47 - 64	44 - 121
1961	jusqu'à 46	jusqu'à 73
1962	38 - 63	36 - 71
1978	25 - 50	25 - 50
1979	25 - 72	25 - 72

L'amplitude de la pénétration pour chaque année indiquée au Tableau 5.8-2 ne reflète pas la largeur véritable du courant intrusif, mais indique plutôt sa position le mieux possible, étant donné l'espacement généralement aléatoire des stations (surtout le long de l'axe est-ouest du détroit). En général, le courant intrusif traverse le détroit entre 25 et 60 kilomètres à l'ouest de l'entrée. La pénétration la plus importante relevée en direction de l'ouest est de 76 km, selon ce qui a été prévu à partir des hauteurs dynamiques interpolées. Cela dépasse tout ce qui a été trouvé dans les données de 1977 à 1979, avec l'exception possible de la topographie dynamique de septembre à octobre 1978 (voir Figure 5.2.6-6) qui s'étend sur 50 km dans le détroit sans aucun signe du courant traversant celui-ci. L'étendue minimale, si l'on ne tient pas compte pour le moment des données de 1961, est de 23 km, c'est-à-dire approximativement à mi-chemin entre les caps Shérard et Warrender. En 1961, les stations n'ont pas été occupées entre le port Dundas et les caps Shérard et Hay; certaines stations ont été occupées à l'est de la ligne, mais n'ont pas été particulièrement utiles dans la définition de l'extrémité est du courant intrusif. Par conséquent, en 1961, la limite du courant intrusif ne peut être définie. Les données relevées ici de 1956 à 1979 démontrent que le courant intrusif, quant il peut être défini, pénètre dans le détroit sur une distance moyenne de 45 km $\pm$ 19 km. Les positions moyennes des extrémités est et ouest du courant qui traverse le détroit (selon la définition des topographies dynamiques des Figures 5.8-1 à 5.8-9 et 5.2.3-4 et 5.2.3-5) sont respectivement 26 $\pm$ 15 km et de 60 $\pm$ 16 km.

Les chiffres sur la profondeur de pénétration indiqués ci-dessus comprennent l'interprétation faite dans le tracé des courbes de niveaux des hauteurs dynamiques et sont donc quelque peu subjectifs. Les limites absolues de la pénétration du courant sont déterminées par les positions des stations à partir desquelles les topographies sont tracées. Les limites de la pénétration du courant dans le détroit de Lancaster, basées d'après ce critère, sont

données à la colonne 3 du Tableau 5.8-2 ci-dessus. La pénétration moyenne est de 55 ± 46 km, et les positions moyennes des extrémités est et ouest du courant qui traverse le détroit sont respectivement de 22 ± 17 km et de 94 ± 36 km.

Les vitesses des courants de surface, fondées sur les calculs géostrophiques dans le courant intrusif (par rapport au niveau de référence de 300 dbar) sont données au Tableau 5.8-3. Ce tableau ne contient que les données les plus anciennes accumulées avant 1970. Les vitesses observées en 1978 et 1979 sont exposées en détail à la section 5.2.3. Les valeurs données pour les courants qui traversent le détroit sont vraisemblablement fort sous-estimées, en raison de l'espacement généralement plus grand entre les stations à cet endroit, en plus de la vitesse des courants géostrophiques généralement réduite, comparée à celle des courants habituels.

Il existe une variation annuelle considérable dans les vitesses de surface calculées associées au courant intrusif. Toutefois, comme aucun des relevés qui a permis de recueillir les données utilisées pour établir le Tableau 5.8-3 n'était destiné à mesurer le courant intrusif, les variations de vitesses du Tableau 5.8-3 peuvent être attribuables à un manque d'espacement approprié entre les stations.

Tableau 5.8-3

Vitesse des courants de surface à l'intérieur du courant intrusif

Année	Côté nord (cm/s)	Au travers du détroit (cm/s)	Côté sud (cm/s)
1954	---	---	---
1956	24	8	5
1957	18	23	46
1960	36	39	33(22)
1961	---	15	26
1962	93 (28)	27 (11)	19
1970	---	---	26
Moyenne	27 ± 8 (min.)	19 ± 12 (min.)	24 ± 13 (min.)
	43 ± 34 (max.)	22 ± 12 (max.)	26 ± 14 (max.)

Les mouvements tourbillonnaires en direction de l'ouest du courant intrusif sont évidents dans plusieurs topographies dynamiques (Figures 5.8-1 à 5.8-8). Tableau 5.8-4 résume les caractéristiques apparentes des remous trouvés dans les données étudiées ici. Les vitesses indiquées des remous sont strictement basées sur l'espacement des courbes de niveau de l'anomalie géopotentielle; aucune correction du courant de gradient n'a été effectuée.

Tableau 5.8-4

Caractéristiques des remous

Année	Position	Sens	Diamètre approxi. (km)	Vitesse approxi. (cm/s)
1954	aucune position évidente	---	--	--
1956	aucune position évidente	---	--	--
1957	au large de Dundas Harbour	anticyclonique	26 - 36	23
1960	au large de la presqu'île Borden	anticyclonique	22	23 - 39
1960	au large de la presqu'île de Brodeur	cyclonique	23	22
1961	au large de la pén. de Borden	anticyclonique	32	18
1962	méandre au large de la péninsule de Borden	anticyclonique	28	10
1963	aucune donnée	---	--	--
1970	aucune donnée	---	--	--

Dans 70% des cas étudiés ici, il n'y avait aucune preuve d'un mouvement tourbillonnaire ou d'un mouvement de méandre à l'ouest du courant intrusif. L'endroit favorable se trouve au nord de la péninsule de Borden, et le sens favorable de rotation est anticyclonique. Le seul remous cyclonique évident se trouvait immédiatement à l'ouest d'un remous anticyclonique qui était situé au large de la péninsule de Borden. La dimension moyenne de tous les remous (y compris la dimension à l'échelle du méandre de 1962) est de 27 $\pm$ 4 km. La vitesse moyenne (de tous les remous) est de 21 $\pm$ 7 cm/s. Si seuls les remous anticycloniques sont étudiés, la vitesse et le diamètre moyens sont respectivement de 20 $\pm$ 8 cm/s et de 28 $\pm$ 4 km. Les remous anticycloniques observés au large de la péninsule de Borden semblent être étroitement associés au courant intrusif (voir sections 5.2.3 et 5.2.7 sur l'exposé de leur aspect dans les données de 1978 et 1979).

En résumé, bien que les données hydrographiques de cette section ne soient pas suffisamment nombreuses dans le temps et l'espace pour tirer des conclusions fermes sur les variations annuelles de la circulation du détroit de Lancaster, il est quand même possible d'effectuer certaines estimations. Le courant intrusif semble être un phénomène essentiellement permanent, puisqu'il n'y a qu'une seule année (1954) où les données n'ont pas permis d'effectuer une telle interprétation. Même en 1954, il n'est pas possible de stipuler que le courant intrusif n'existait absolument pas. Les remous anticycloniques associés à l'extrémité

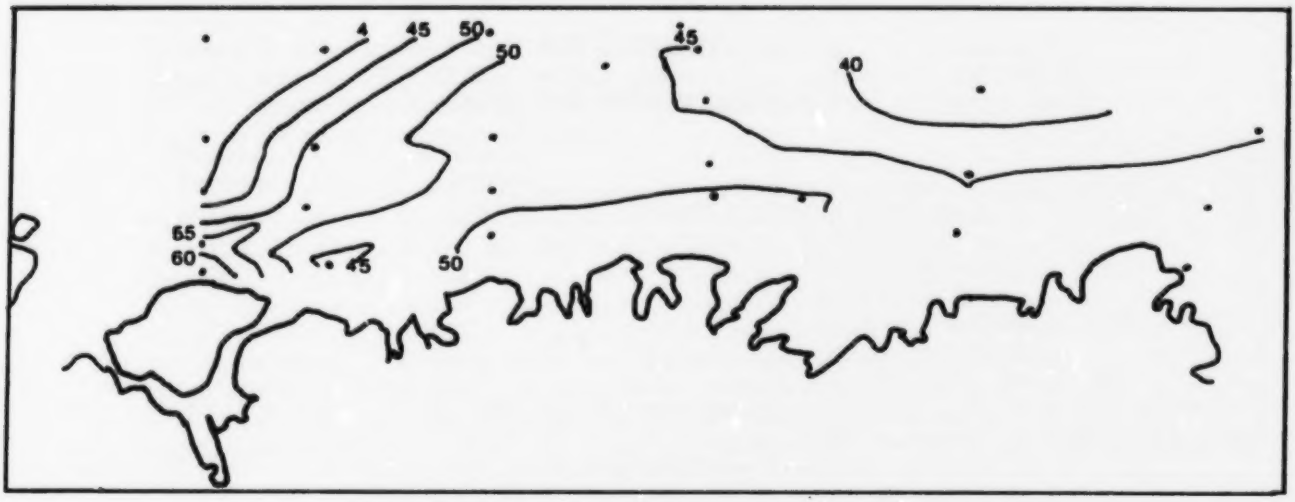


Figure 5.8-10 Topographie dynamique de la surface par rapport à 500 dbar, du 17 au 25 septembre 1960, dans la partie ouest de la mer de Baffin.

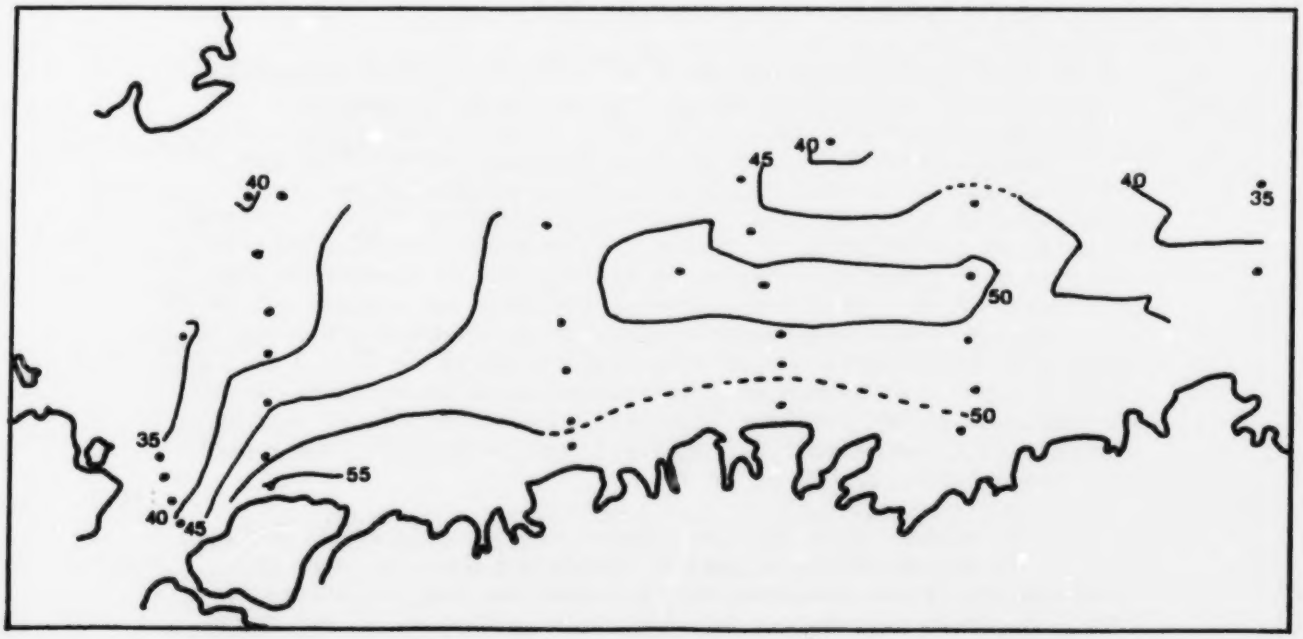


Figure 5.8-11 Topographie dynamique de la surface par rapport à 500 dbar, du 15 septembre au 2 octobre 1961, dans la partie ouest de la mer de Baffin.

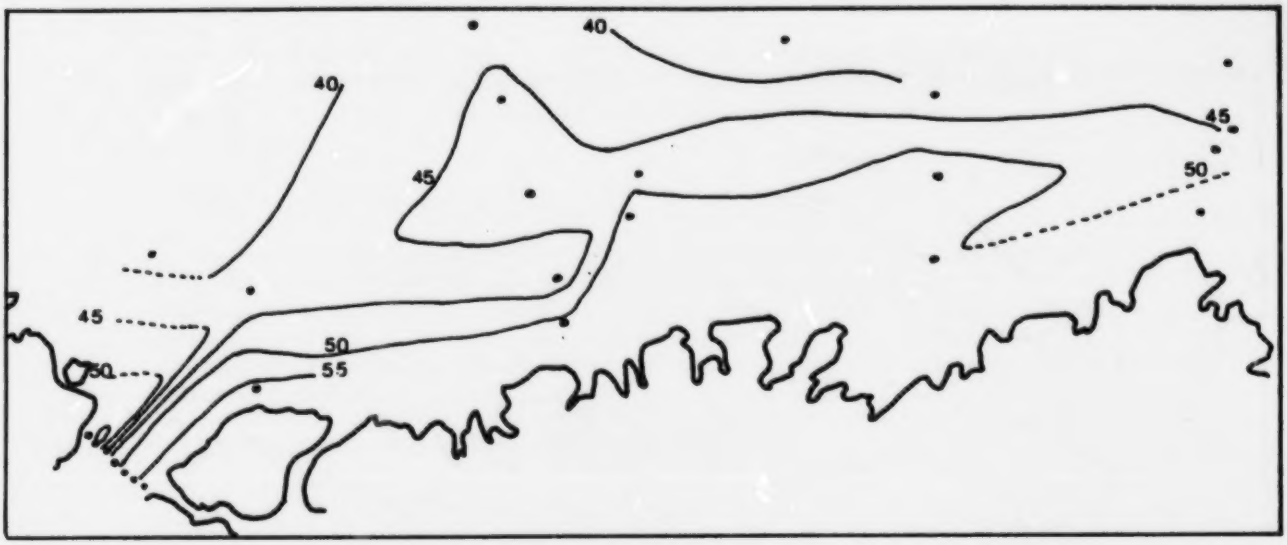


Figure 5.8-12 Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de référence de 500 dbar, du 5 au 16 octobre 1962, dans la partie ouest de la mer de Baffin.

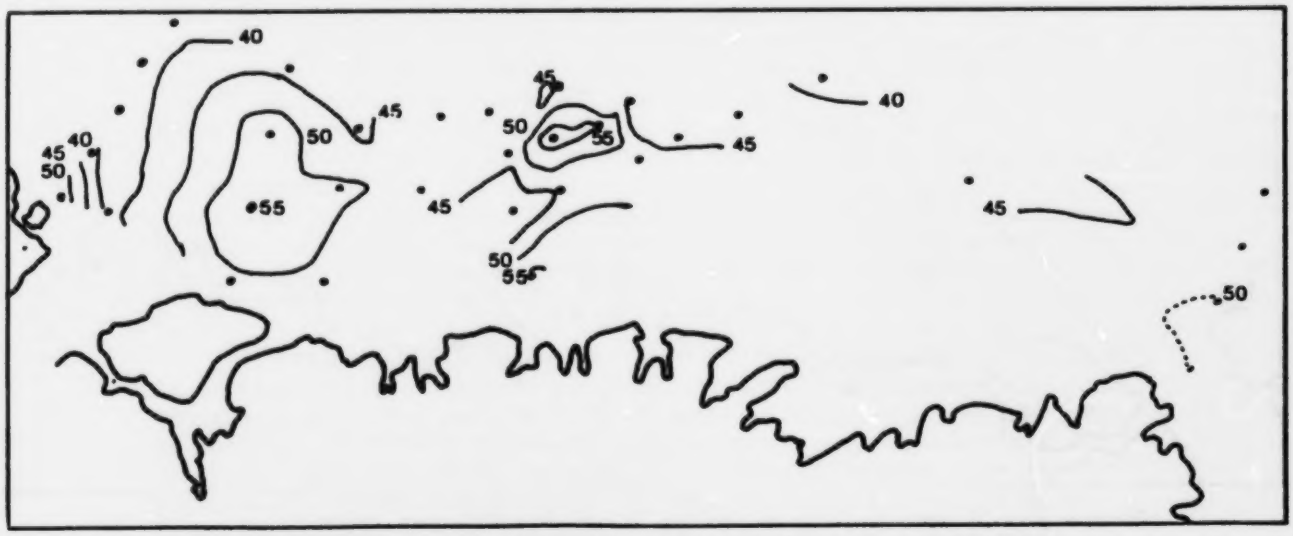


Figure 5.8-13 Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de référence de 500 dbar, du 5 septembre au 8 octobre 1964 dans la partie ouest de la mer de Baffin.

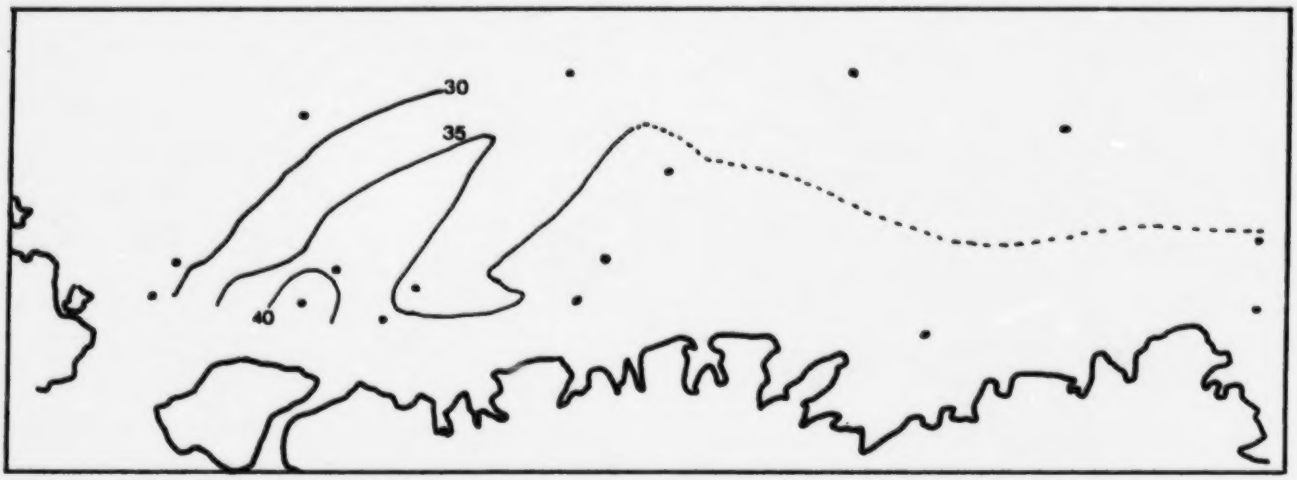


Figure 5.8-14 Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de référence de 500 dbar, du 24 septembre au 10 octobre 1968, dans la partie ouest de la mer de Baffin.

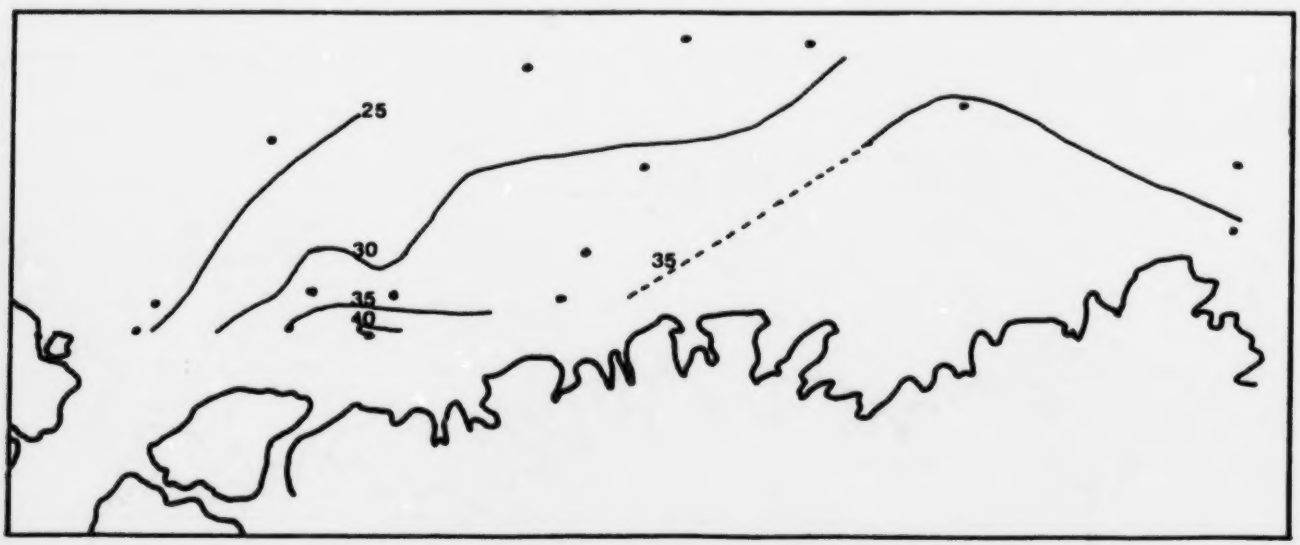


Figure 5.8-15 Topographie dynamique de la surface par rapport au niveau de référence de 500 dbar, du 4 au 15 octobre 1969 dans la partie ouest de la mer de Baffin.

ouest du courant intrusif (surtout sur le côté sud) sont également une caractéristique importante de la circulation dans le détroit. Ils semblent être transitoires, cependant ils se produisent couramment.

5.8.2 Côte de l'île de Baffin

Les données publiées de 1954 à 1970 ont été examinées pour établir quels ensembles de données pourraient être utilisés pour mesurer les variations annuelles de la position, de la force, et du sens du courant de Baffin, au sud du détroit de Lancaster. Six ensembles de données appropriées ont été trouvés, et sont résumés au Tableau 5.8-5 ci-dessous.

Tableau 5.8-5

Données utilisées pour les comparaisons annuelles du courant de Baffin

Année	Nombre de stations	Dates d'occupation
1960	25	Du 17 au 25 sept.
1961	33	Du 15 sept. au 2 oct.
1962	17	Du 5 au 16 oct.
1964	33	Du 5 sept. au 8 oct.
1968	17	Du 24 sept. au 10 oct.
1969	15	Du 4 au 15 oct.

Comme dans le cas du détroit de Lancaster, ce ne sont pas les seules années au cours desquelles les données ont été accumulées dans cette partie de la mer de Baffin, mais ce sont les seules années au cours desquelles une étude suffisante a été réalisée pour effectuer des comparaisons utiles avec les données de 1978-1979. Les données sont présentées sur les Figures 5.8-10 à 5.8-15 sous forme de topographies dynamiques par rapport à 500 dbar, à l'exception de 1968 et 1969 (Figures 5.8-14 et 5.8-15), où un niveau de référence de 250 dbar a été utilisé. Il a été nécessaire d'utiliser un niveau de référence moins élevé parce que les mesures n'ont pas été prises au-dessous de 250 m au cours de ces deux années. Les courbes de niveau pointillées sont tracées lorsque l'interprétation des données est douteuse.

Les données concernant 1978 et 1979 (examinées en détail à la section 5.2.6) indiquent de façon évidente la présence d'un courant bien défini en direction du sud, le long de la côte de l'île de Baffin. Ce courant semble atteindre son paroxysme à environ 30 km au large des côtes, et coïncide approximativement avec la rupture du plateau continental. La vitesse de surface calculée de façon géostrophique (par rapport à 300 dbar) est de 8 à 12 cm/s.

Il est évident qu'il existe un courant en direction du sud-est le long de la côte de l'île de Baffin en 1960 (Figure 5.8-10), en 1962 (Figure 5.8-12) et en 1969 (Figure 5.8-15). En 1961 (Figure 5.8-11), en 1964 (Figure 5.8-13 et en 1968 (Figure 5.8-14), sa présence n'est pas établie de façon aussi définitive. En 1968, les données ne sont pas suffisantes au sud du cap Adair pour déterminer correctement la présence ou l'absence de courant. En 1964 (Figure 5.8-13), il n'existe que de très faibles indices d'un courant cohérent en direction du sud, mais un petit nombre de données a été recueilli près des rivages. En 1961 (Figure 5.8-11), il existe une preuve d'un courant faible en direction du sud-est, situé près de la côte de l'île de Baffin. Toutefois, il n'a pas été défini parce qu'il a fallu procéder à l'extrapolation du niveau de référence sur le plateau continental peu profond pour définir cette partie du courant. Un courant beaucoup plus large en direction du sud-est est évident entre 100 et 150 km au large du sud de la rivière Clyde. Ce courant est séparé de celui du plateau continental par un grand tourbillon anticyclonique.

Sur les huit années de données étudiées (y compris 1978 et 1979) cinq indiquent une preuve évidente d'un courant continu en direction du sud-est, le long de la côte de l'île de Baffin. Sur les trois cas qui restent, deux sont ambigus tandis que le troisième indique une distorsion considérable du courant. Il est possible de considérer le courant de Baffin comme une caractéristique permanente, mais il est soumis à certaines perturbations considérables.

Les graphiques de la topographie dynamique de 1978 et 1979 (Figures 5.2.6-5 et 6) indiquent que le courant de Baffin suit l'extrémité du plateau de l'île de Baffin d'assez près (voir section 5.2.6). Les données de 1960 à 1969 ne sont pas suffisamment détaillées sur la région du talus pour démontrer si c'est habituellement le cas ou non.

Les données de 1978 et 1979 indiquent qu'une variation considérable peut se produire au cours de l'été et sur toute la longueur de la côte de l'île de Baffin dans les vitesses dérivées de façon géostrophique du courant de Baffin. Cela rend difficile les comparaisons annuelles de la force du courant puisque généralement un seul ensemble de mesures a été réalisé dans une année donnée. L'espacement entre les stations était généralement trop approximatif pour déceler le coeur du courant relativement étroit le long de l'extrémité du plateau, donc les estimations de la vitesse du courant de surface auront tendance à être trop basses. Le Tableau 5.8-6 indique les vitesses typiques et maximales des courants de surface pour chaque année de données.

Tableau 5.8-6

Vitesses de surface du courant de Baffin

(Etablies d'après des calculs géostrophiques)

Année	Niveau de référence (dbar)	Vitesse typique (cm/s)	Vitesse max. (cm/s)
1960	500	4	8
1961	500	4	7
1962	500	4	5
1964	500	—	—
1968	300	3	—
1969	250	5	8
1978	300	12-26	35
1979	300	10-20	29

Au cours de la croisière du "Northland" en 1940, des vitesses de base de 20 cm/s (par rapport à 1500 dbar) ont été observées dans le courant de Baffin. Les vitesses de 1960 à 1969 sont de beaucoup inférieures à la fois à celles de 1978 et 1979 et à celles de 1940, malgré les différences de niveaux de référence. Il semble fort probable que cette différence tient au quadrillage beaucoup plus lâche des stations au cours des années de 1960 à 1969. Les vitesses de 1940 et de 1978-1979 concordent beaucoup mieux, probablement à cause de l'espacement relativement restreint entre les stations.

Comme il a été dit à la section 5.2.5, la zone au large de l'embouchure du goulet de Pond semble être une zone de transition entre le courant de Baffin (comme il existe le long de la côte est de l'île de Baffin) et la zone de remous à l'est de l'île de Bylot. Par conséquent, le courant dans cette zone (entre les caps Jameson et Graham Moore) peut prendre n'importe quelle direction. Les courants en direction du sud-est indiqueraient que le courant de Baffin s'est reformé un peu plus loin sur la côte. Le Tableau 5.8-7 donne la direction du courant dans cette zone selon les années.

Tableau 5.8-7

Direction du courant entre les caps Graham Moore et Jameson

Année	Direction
1960	SO
1961	SE
1962	SE
1964	O
1968	SO - SE
1969	NE - SE
Du 26 juillet au 16 août 1978	NE - SE
Du 10 au 12 septembre 1978	SE
Les 2 et octobre 1978	SE
Du 7 au 9 août 1979	SO
Du 26 au 29 août 1979	O - SE
Les 4 et 5 octobre 1979	SE

Les résultats de 1978-1979 indiquent que les changements dans cette région ont lieu à des intervalles plus brefs qu'un mois, et par conséquent que les différences d'une année à l'autre reflètent ce fait. Les données du Tableau 5.8-7 représentent toutefois 12 échantillonnages distincts du courant, et par conséquent peuvent être utilisées pour estimer que la fréquence des présences du courant de Baffin prenant source au nord du cap Jameson est de 75%. La fréquence à laquelle il se forme une distance aussi lointaine au nord que le goulet de Pond est de 42%.

5.9 Masses d'eau

5.9.1 Introduction

La description de base des masses d'eau de la mer de Baffin et du détroit de Lancaster présentée à la section 3 demeure valable quand les donnée CTD de 1978 et 1979 sont prises en considération. La mise en lumière d'une modification de certains détails dans la structure de la colonne d'eau justifie une description. Les deux secteurs où l'explication de Muench (1971) requièrent une légère modification sont les 50 mètres supérieurs de la colonne d'eau et l'interface entre la couche d'eaux arctiques et celle d'eaux atlantiques. La stratification des eaux dans ces zones est plus complexe que la description qu'en donne Muench et appelle un exposé détaillé.

5.9.2 Zone supérieure

Pendant la saison estivale, la partie supérieure des eaux arctiques (profondeurs 75 m) est modofiée par des processus superficiels comme le réchauffement solaire, le brassage par le vent et la fonte de la glace. Ces phénomènes produisent une couche

superficielle très variable qui recouvre la masse d'eaux arctiques uniformément froides. Un exemple de cette couche supérieure est fourni par les profils de température et de salinité de la ligne 13, recueillies le 25 août 1979 (Figures 5.9-1 et 5.9-2) qui s'étendent au large de la côte est de l'île de Bylot. La profondeur de la couche modifiée dans cet exemple s'établit entre 25 et 50 m à l'exception d'une zone à moins de 40 km du rivage de l'île Bylot, où l'influence des eaux plus froides et moins salées qui sortent du détroit de Lancaster se fait sentir. Dans cette zone supérieure, les températures peuvent varier de -1°C à 3,0°C ou plus, et les salinités, de 28,0 °/oo à 32,5 °/oo. (Les salinités superficielles peuvent n'être que de 20,0 °/oo dans le goulet de Navy Board et le détroit d'Eclipse). Des salinités aussi basses n'apparaissent pas dans l'exemple fourni parce que les relevés ont été effectués dans une zone pauvre en eaux de fonte et de ruissellement.

La structure de la zone supérieure est intéressante du point de vue physique et biologique. La formation et la disparition de couches brassées par le vent et de pycnoclines quasi-superficielles sont très importantes pour les deux disciplines. L'apparition de courants de dérive, la profondeur de pénétration des oscillations inertielles et l'influence des dérives dues au vent sur les dériveurs à drague peuvent être modifiées par la structure de la couche supérieure. Les pycnoclines prononcées et les extrêmes de température sous la surface pourraient constituer des facteurs importants pour les populations de planctons.

La structure de la zone supérieure présente une grande variabilité, étant sujette au brassage par le vent, au réchauffement solaire, à la fonte de la glace ainsi qu'à l'élaboration et à l'érosion des pycnoclines. Bailey (1957) a observé un refroidissement de 4 à 5°C des 10 mètres supérieurs dans le détroit du Prince-de-Galles cinq jours après le gel d'eaux libres. En raison de la prédominace des basses températures de l'eau, le réchauffement solaire n'a pas un grand effet sur la densité. La stratification de la densité est surtout due aux variations de la salinité.

Les exemples du type de structure de la couche supérieure observé en 1979 apparaissent à la Figure 5.9-3 a)-d). Les exemples montrent des profils typiques à divers étapes dans la croissance et décroissance des couches brassées par le vent et des pycnoclines quasi-superficielles. La Figure 5.9-3 b) montre une couche mixte bien élaborée d'une épaisseur de près de 25 m. La station est à 130 km à l'est de l'île Philpots et a été occupée le lendemain d'une importante tempête qui avait fait rage les 18-19 août. Aucune nouvelle stratification de la couche mixte n'était encore visible. La Figure 5.9-3 d) montre une exemple d'une vieille couche mixte recouverte par une couche nouvellement élaborée. La station est située à 110 km à l'est de la côte de l'île de Baffin. Les Figures 5.9-3 a) et c) montrent les profils recueillis près de la côte est (à moins de 15 km) des îles Devon et de Baffin respectivement. Les deux figures illustrent une pycnocline essentiellement continue qui

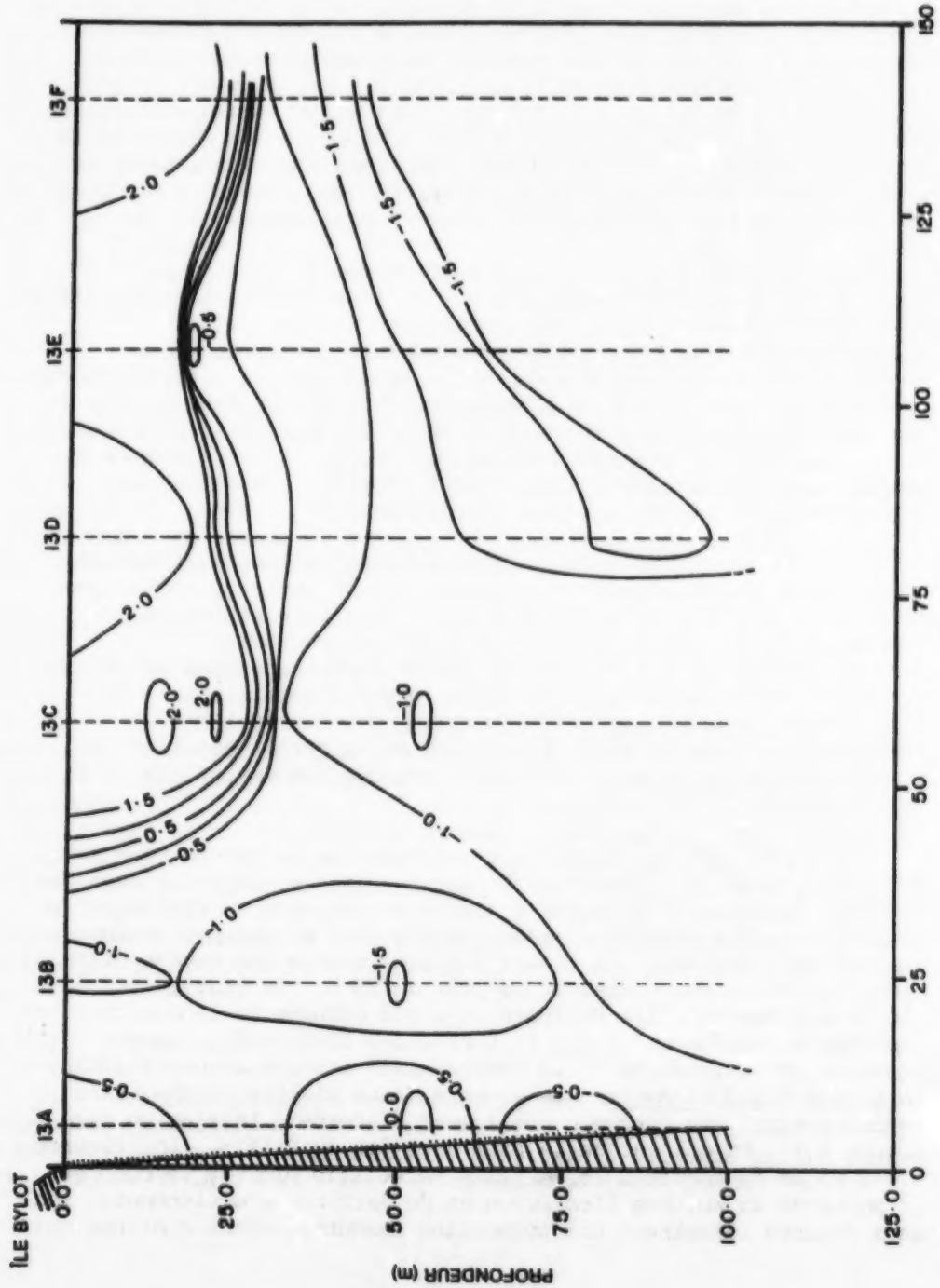


Figure 5.9 1 Ligne 13, 25-26 août 1979. Profil thermique, 100 m supérieurs.

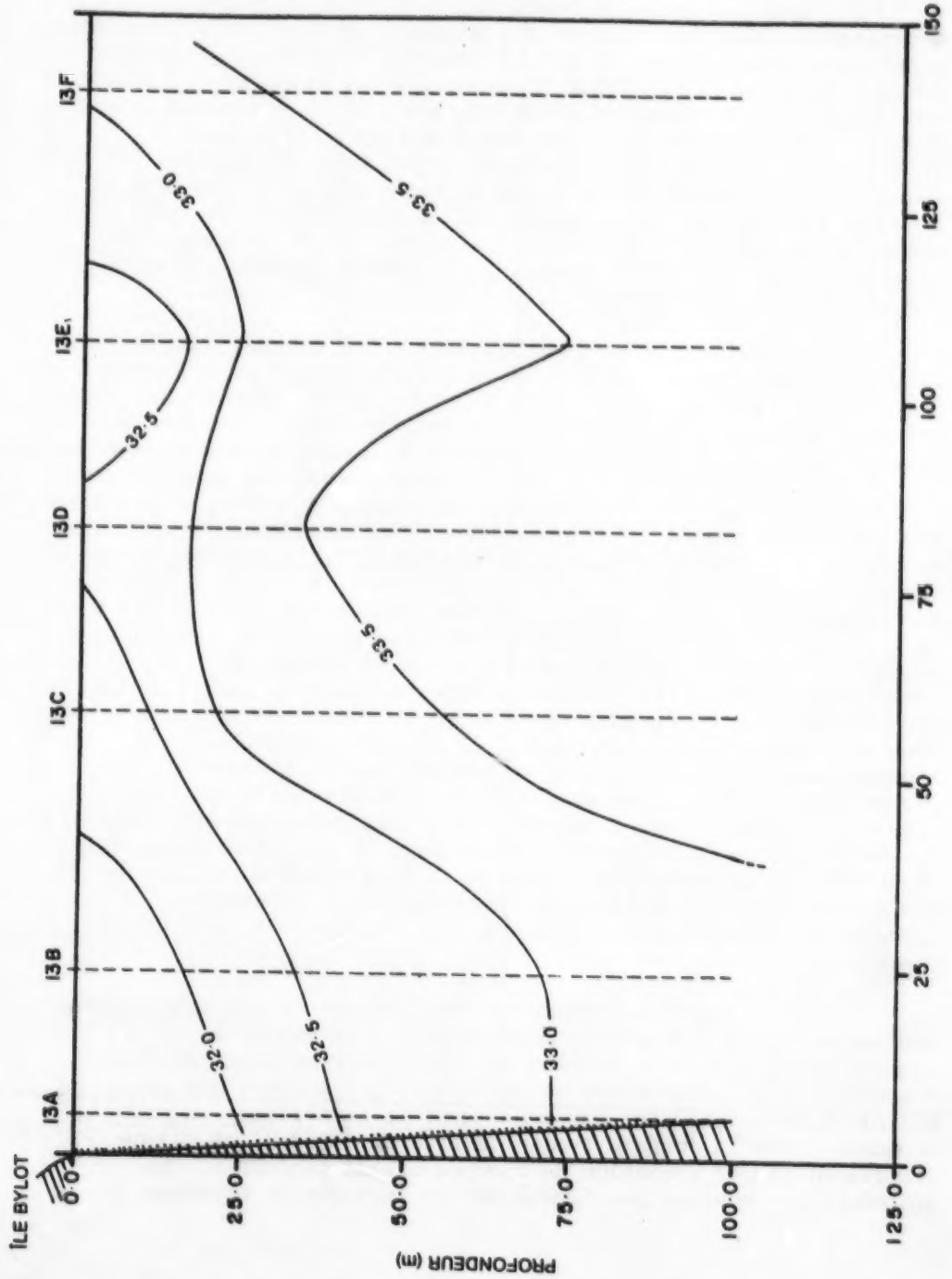


Figure 5.9-2 Ligne 13, 25-26 août 1979. Profil de salinité, 100 m supérieurs.

s'étend jusqu'à la surface. Les stations côtières sont plus sujettes à la restratification par l'addition d'eaux douces provenant du ruissellement ou de la fonte de la glace. Ce phénomène apparaît dans les salinités superficielles plus faibles et l'absence d'une couche supérieure très définie près de la côte dans les Figures 5.9-1, 5.9-2 et 5.9-3 a) et c).

Dans les zones du large, où elle ne subit pas l'effet des processus d'advection associés aux courants côtiers forts, la couche supérieure demeure bien brassée et semble s'étendre en profondeur pendant toute la saison (voir Figure 5.9-4 qui présente un exemple des occupations successives d'une station à 30 km à l'est de l'Île Devon). Les gradients de température apparus dans la zone supérieure n'ont que peu d'effet sur le gradient de densité. Etant donné que la salinité ne varie pas de façon significative dans la zone supérieure, les eaux superficielles réchauffées sont distribuées rapidement dans toute la couche par le brassage, et elles produisent des températures uniformément chaudes dans toute l'épaisseur de la couche.

La production et la préservation des couches chaudes sous la surface sont moins probables dans les conditions précitées qu'à une station comme 3A (voir Figure 5.9-3 a), où la couche plus chaude est plus salée est recouverte d'eaux plus douces et plus froides coulant vers le sud à partir du détroit de Jones. Comme on peut le voir à la Figure 5.9- 4c), la couche supérieure dans ces trois zones du large peut devenir très épaisse, atteignant 80 mètres à la fin de septembre. La Figure 5.9-5 présente un histogramme de la profondeur de toutes les couches mixtes observées en 1979. La profondeur de la couche mixte a été définie comme la profondeur à laquelle apparaît la première pycnocline. Si un gradient de densité s'étend jusqu'à la surface, la profondeur de la thermocline est nulle. Les profondeurs enregistrées étaient, à quelques exceptions près, inférieures à 40 m. La profondeur moyenne était de 13,5 $\pm$ 12 m. La Figure 5.9-6 montre un graphique de la profondeur de la couche mixte avec le temps pour l'été de 1979. La légende identifie l'emplacement (par zone) des diverses stations. L'absence (actuellement) de données sur le vent applicables aux régions océaniques dans la zone considérée ne permet pas une étude détaillée de l'élaboration de la couche. Cependant, on peut remarquer, les 19-20 août, l'augmentation rapide de la profondeur de la couche mixte dans la mer de Baffin, qui coïncide avec une tempête importante, et son absence dans les eaux abritées du détroit de Jones.

La Figure 5.9-7 présente un graphique de dispersion de la profondeur de la thermocline relativement à la salinité superficielle selon les données de 1979. On remarquera la forme triangulaire de l'enveloppe du graphique, qui indique que les salinités en surface (et par conséquent la stratification plus prononcée sous la surface (voir les Figures 5.9-3 b) et c)) ne favorisent pas la formation de couches mixtes profondes. Le graphique est quelque peu faussé par le fait que le brassage

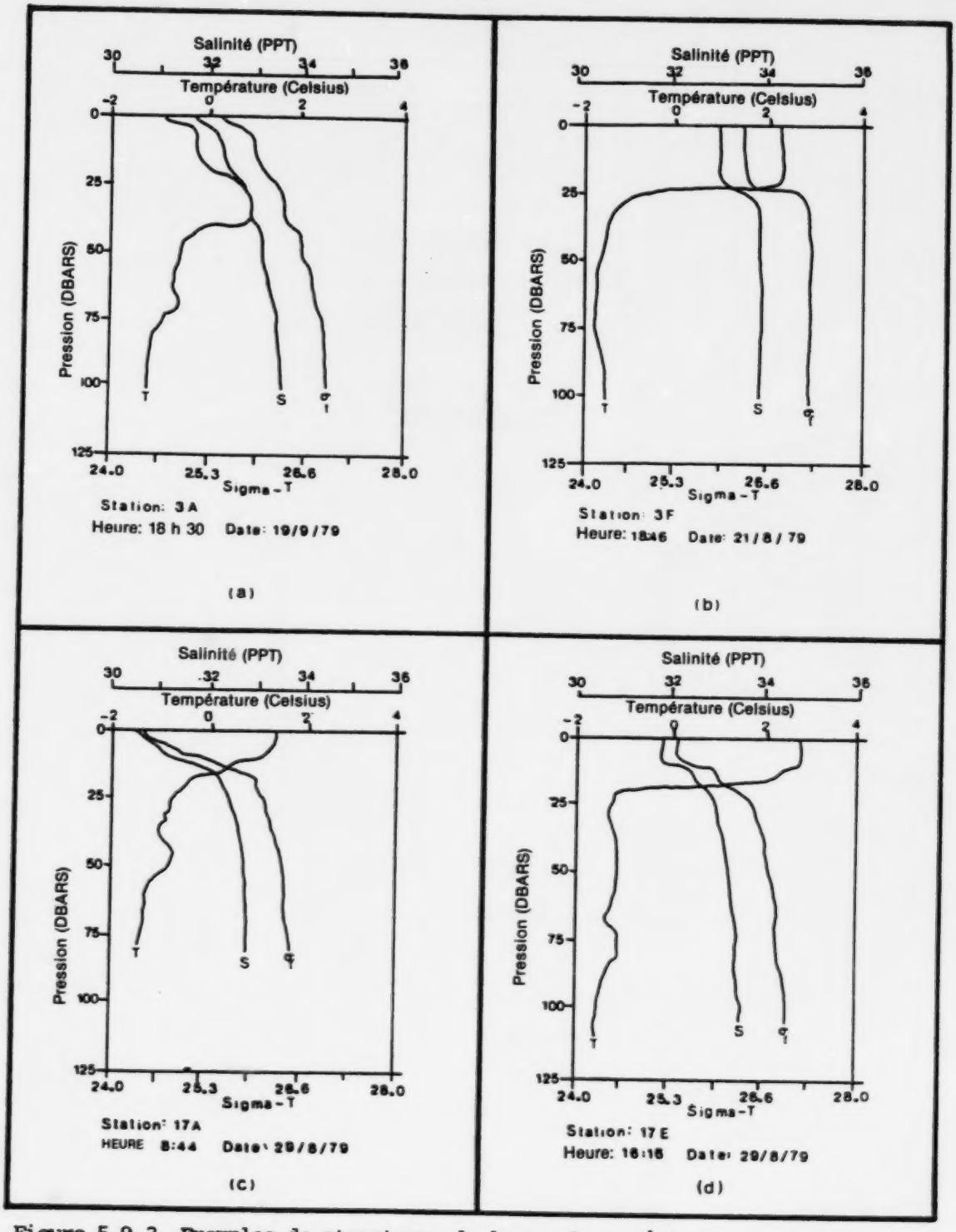


Figure 5.9-3 Exemples de structures de la couche supérieure observées en 1979.

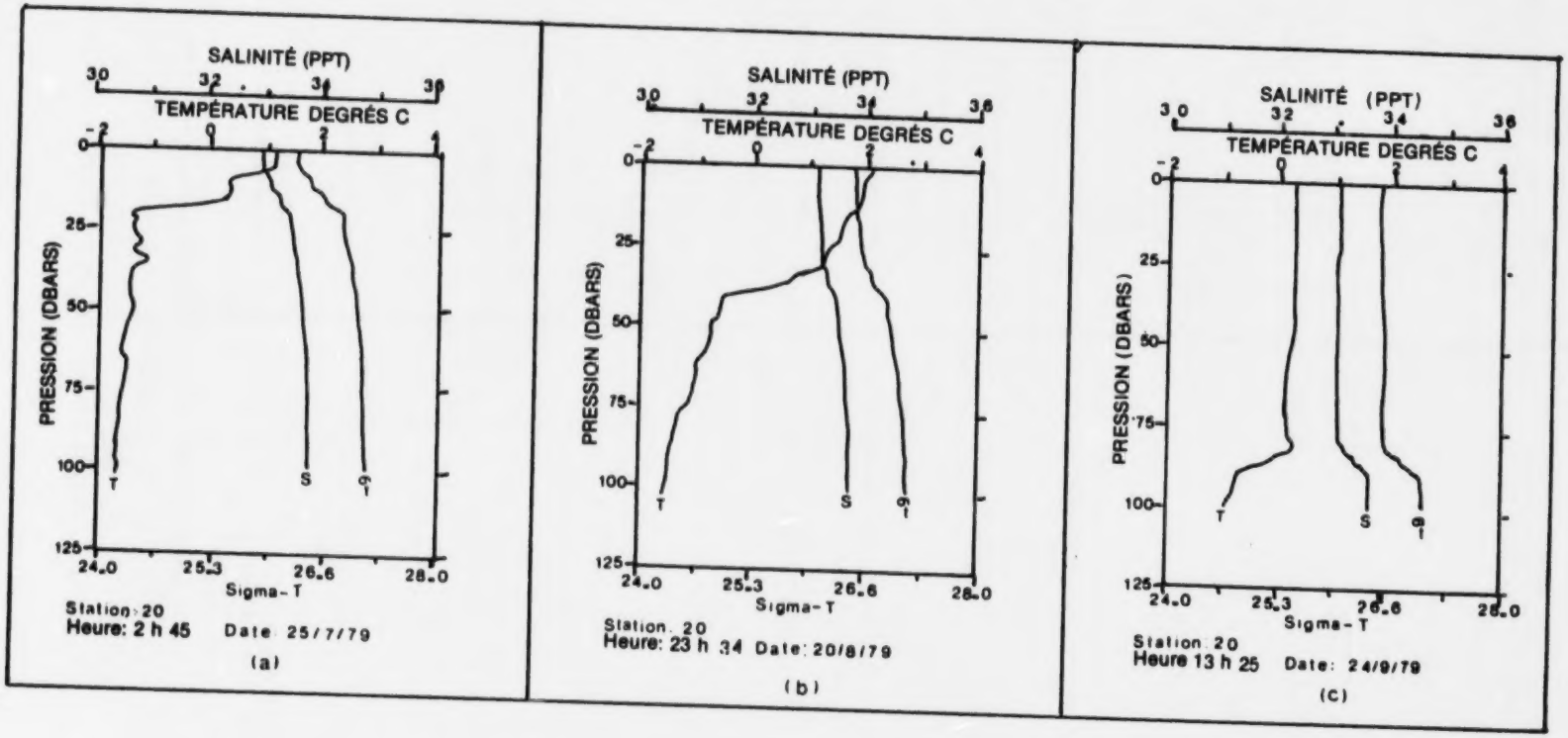


Figure 5.9.4 Profils de valeurs thermiques, de salinité et de σ_t successifs à la station 20, au large, en 1979.

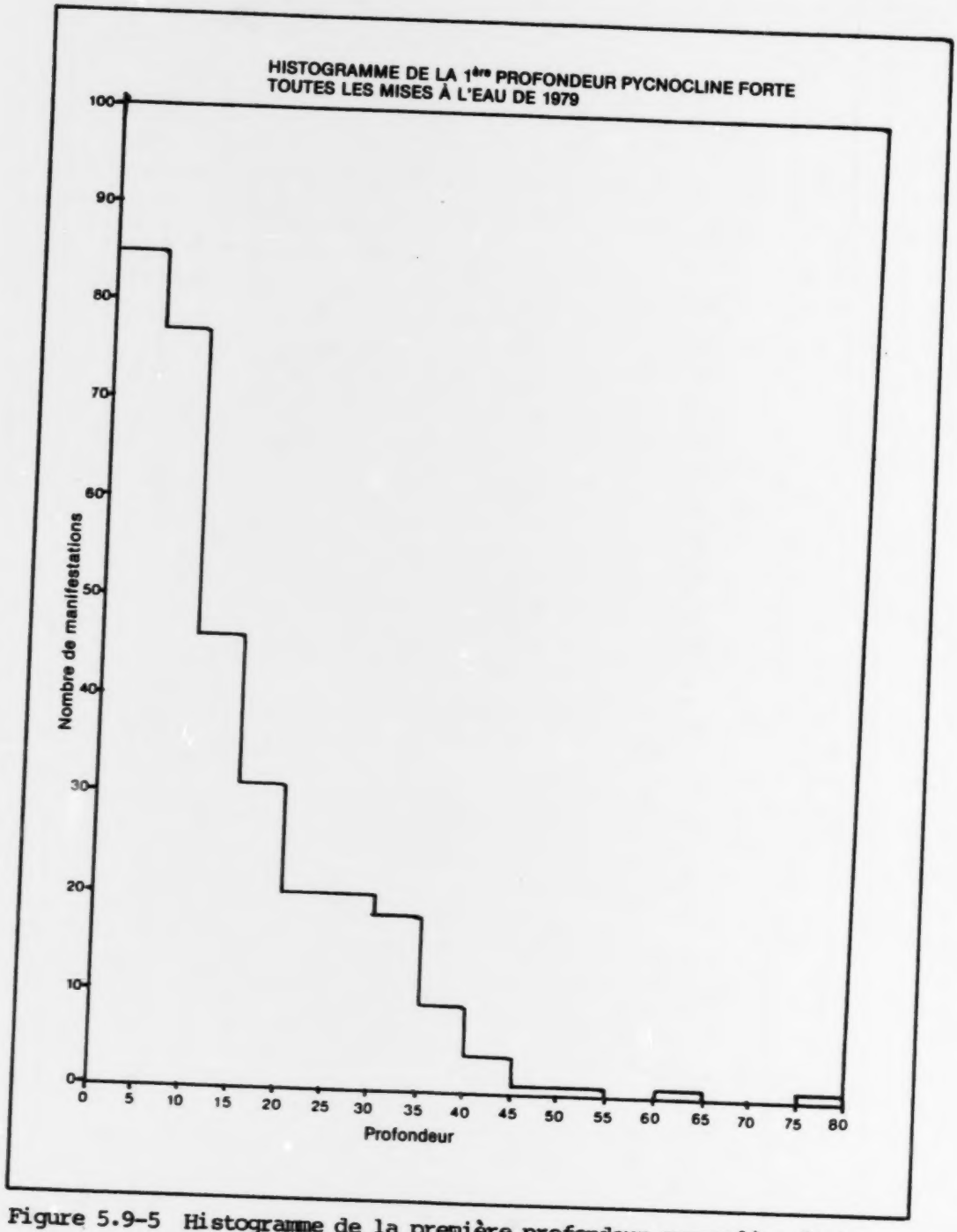


Figure 5.9-5 Histogramme de la première profondeur pycnocline forte pour toutes les mises à l'eau de 1979.

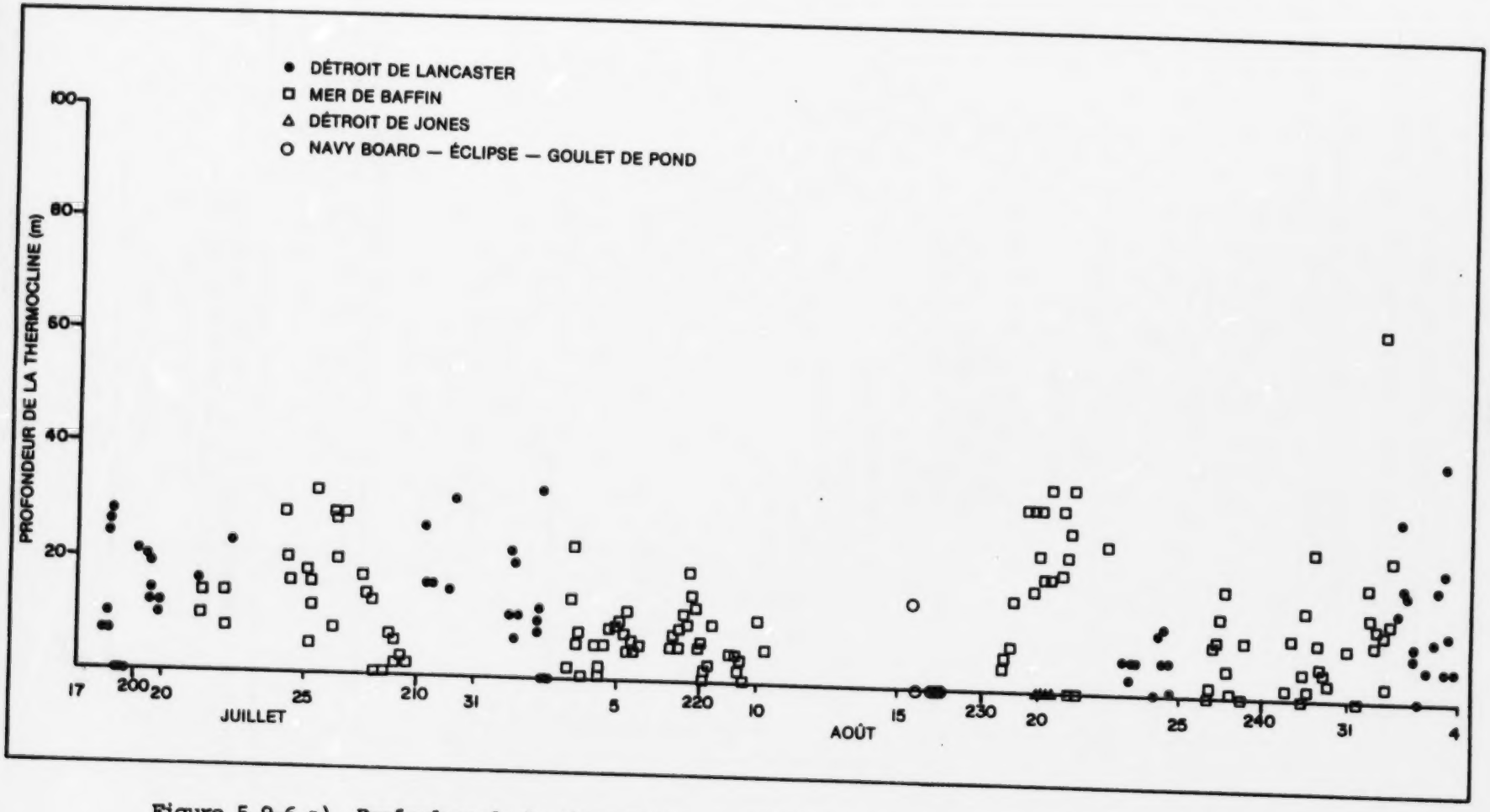


Figure 5.9-6 a) Profondeur de la thermocline pour toutes les stations CTD de 1979, en fonction du moment d'observation, 5 septembre au 15 octobre 1979.

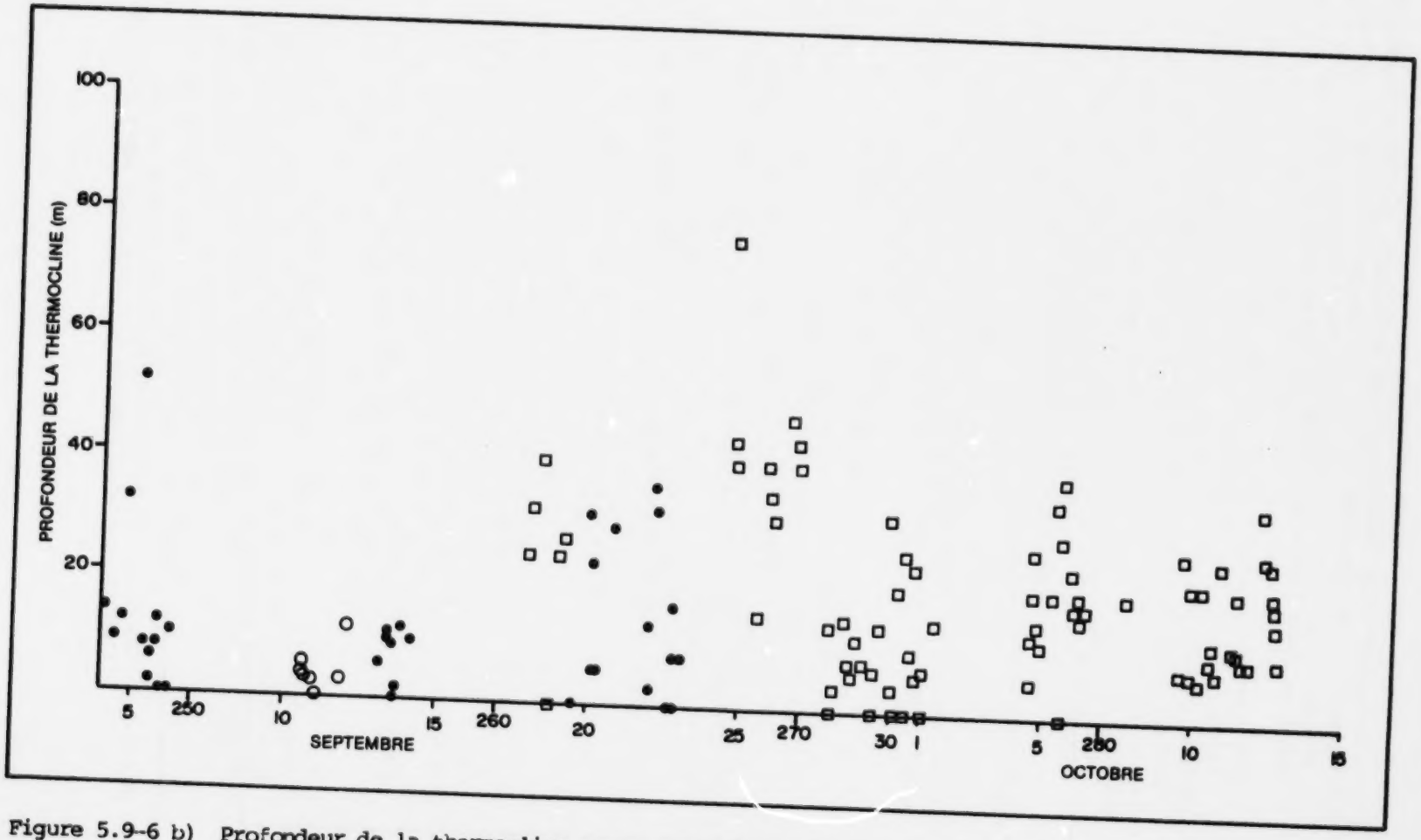


Figure 5.9-6 b) Profondeur de la thermocline pour toutes les stations CTD de 1979, en fonction du moment d'observation, 5 septembre au 15 octobre 1979.

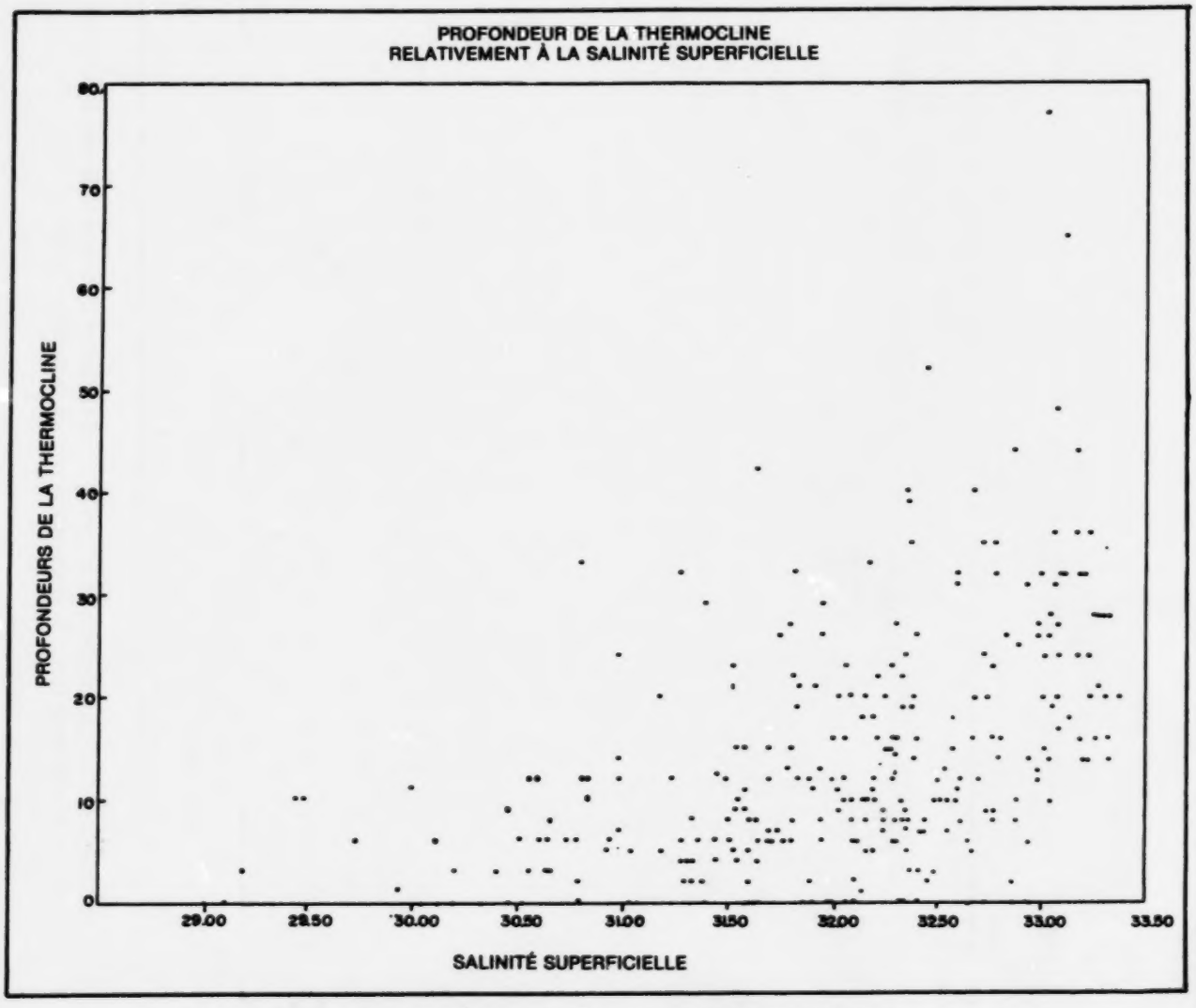


Figure 5.9-7 Graphique de dispersion de la profondeur de la thermocline relativement à la salinité superficielle.

responsable de la formation d'une couche supérieure uniforme augmente la salinité superficielle. Le freinage de la formation de couches mixtes apparaît dans les différences entre les stations proche du littoral dans la mer de Baffin et celles plus au large. (Les stations dans le détroit de Lancaster n'ont pas été considérées). La profondeur moyenne de la couche uniforme a été calculée pour toutes les stations occupées en 1979 à l'extrémité littorale de lignes qui s'étendaient dans la mer de Baffin, et pour les stations littorales étaient de 8 $\pm$ 9 m; la profondeur moyenne pour les stations au large était de 17 $\pm$ 9 m. L'écart pourrait être dû à la différence entre les champs de vent proches et très distants de la côte. Les données sur le vent qui pourraient résoudre ce problème ne sont pas disponibles actuellement. L'écart pourrait également résulter de la différence de stratification entre les zones littorales et du large. Les zones littorales sont adoucies près de la surface par les eaux froides peu salées associées au courant de Baffin, et également par les eaux du ruissellement (voir Figures 5.9-1 et 5.9-2). L'élaboration de couches mixtes peut être freinée par l'advection des eaux douces froides dans les courants littoraux.

En résumé, la zone supérieure de la couche d'eaux arctiques, qui a habituellement moins de 40 m de profondeur, est très variable. Bien qu'il soit possible d'observer de grands écarts de température dans la couche superficielle, ceux-ci ont peu d'effet sur la stratification de densité, qui dépend surtout de la salinité. Conséquemment, dans les zones éloignées des côtes et des courants qui peuvent transporter par advection des eaux de salinité différente ou de l'eau de fonte, la stratification de la densité n'est pas facilement modifiée après le brassage de la couche.

5.9.3 L'interface eaux arctiques-eaux atlantiques

La zone de transition entre la masse d'eaux arctiques froides et celle des eaux atlantiques plus chaudes et plus salées est le siège d'une fort entremêlement des températures. La Figure 5.9.8 présente un exemple de ce type de structure thermique. Entre 250 et 500 m de profondeur, de nombreux doigts de température sont visibles. Leur épaisseur varie de 6 à 30 m, et les différences thermiques atteignent jusqu'à 0,5°C. Une modification thermique de cet ordre peut s'observer dans une strate de 5 m d'épaisseur seulement. Le profil $_t$ est adouci dans la même région, à l'exception de bruits à petite échelle, probablement causés par l'inaptitude du circuit de conductivité spécifique du CTD à réagir assez rapidement aux changements rapides de température au-dessus et au-dessous des strates. L'entremêlement se manifeste, mais de façon très réduite, dans la courbe de salinité, dont certaines portions ont la forme d'un escalier.

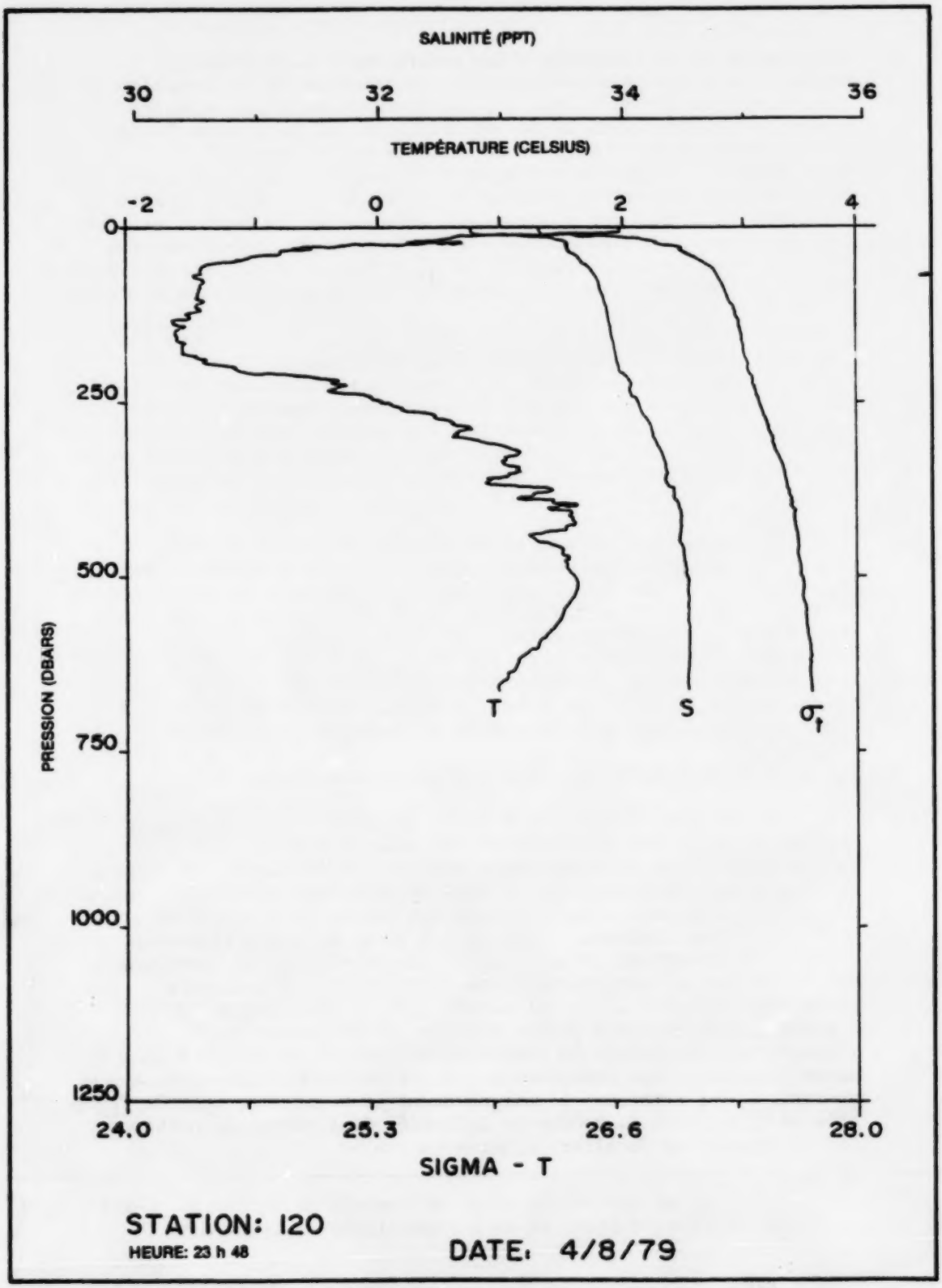


Figure 5.9.8 Exemple d'entremêlement des températures dans l'interface eaux arctiques-eaux atlantiques.

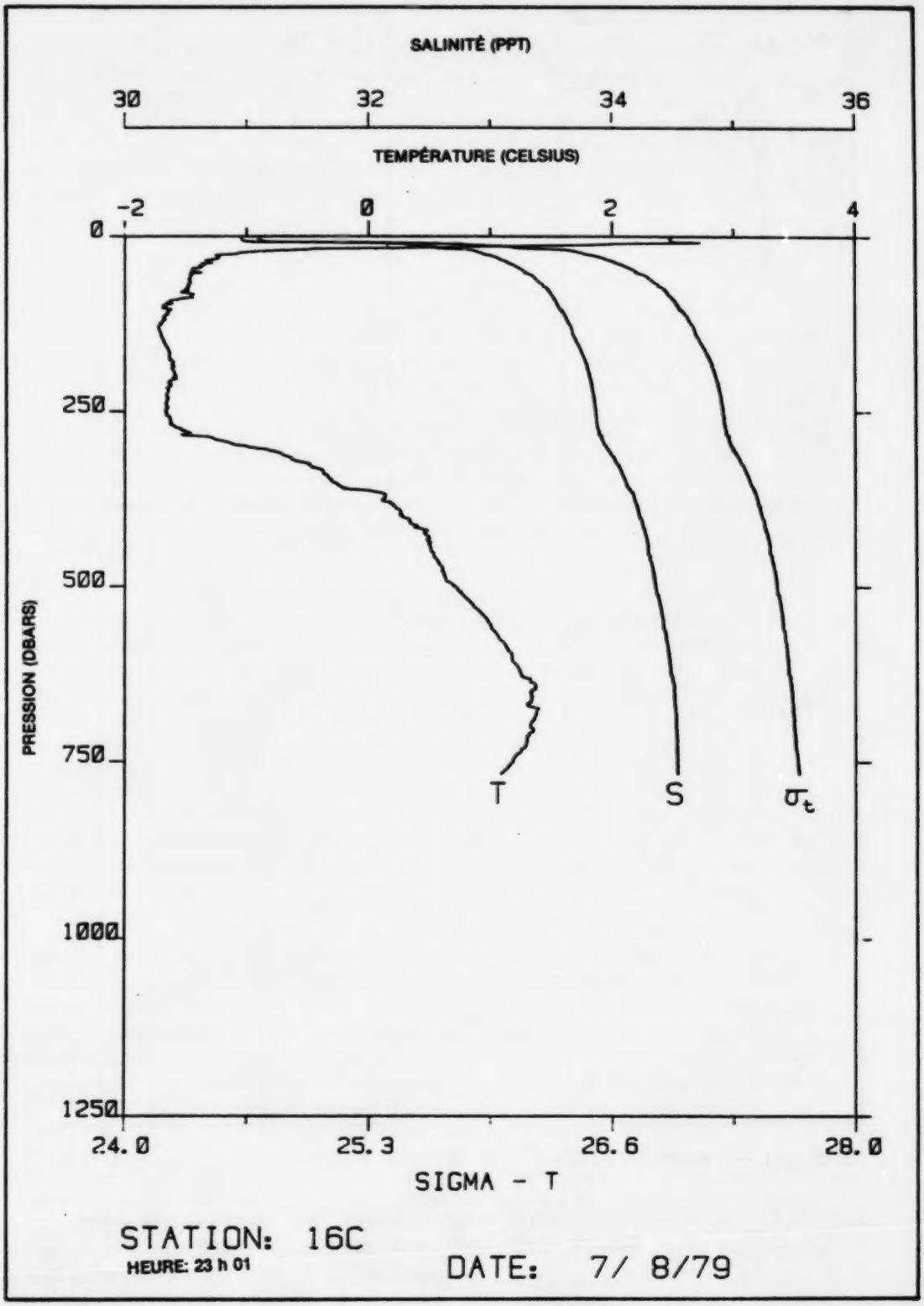
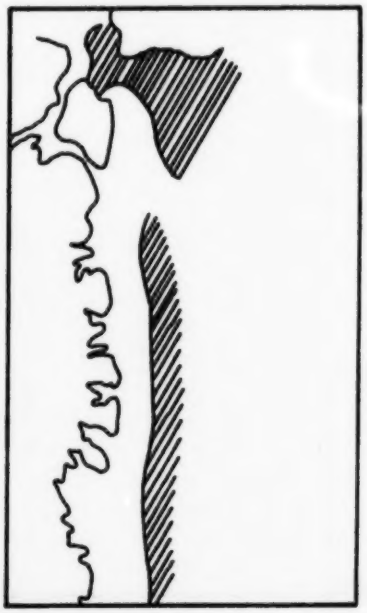


Figure 5.9-9 Exemple d'une station où il n'existe pas d'entremêlement des températures dans l'interface eaux arctiques-eaux atlantiques.

a) 17-28 juillet 1979

b) 29 juillet — 10 août 1979

c) 15 août — 6 septembre 1979



d) 7 septembre — 17 octobre 1979

Figure 5.9-10 Répartition de l'entremêlement des températures dans l'interface eaux arctiques - eaux atlantiques, été 1979.

La distribution des entremêlements des températures ne présente aucune configuration spatiale visible au-delà d'une tendance générale à suivre la répartition des eaux atlantiques. Il existe toutefois certaines stations qui ont indiqué la présence d'eaux atlantiques, mais sans signe visible d'entremêlement. La Figure 5.9-9 offre un tel exemple. Les zones ombragées dans la Figure 5.9-10 indiquent les aires où un entremêlement a été relevé par les quatre stations de 1979.

6. ANALYSE

La circulation dans l'ouest de la mer de Baffin est dominée par le courant de Baffin de sens sud, comme l'indiquent de nombreues études antérieures (par exemple, Killerich, 1939; Dunbar, 1951; Collin et Dunbar, 1964). Dans la présente étude, les caractéristiques de la circulation ont été mesurées avec une définition spatiale et temporelle supérieure à tout ce qui précède. Les résultats montrent que la majeure partie de l'écoulement total du courant de Baffin est constituée de courants souvent intenses et relativement étroits. Ces courants forts peuvent varier de façon significative avec le temps quant à l'emplacement et à la configuration spatiale.

L'exemple le plus remarquable d'une telle caractéristique de circulaion est la pénétration du courant de Baffin dans l'embouchure du détroit de Lancaster. Le courant prend la forme d'un écoulement côtier rapide relativement étroit qui circule le long de la côte est des îles Devon, Bylot et de Baffin. Il pénètre typiquement jusqu'à une distance de quelque 60 km vers l'ouest le long de la côte sud de l'île Devon avant de tourner vers le sud pour ensuite traverser le détroit et couler vers l'est le long de la côte de l'île Bylot. Un courant aussi fort que celui-ci joue un rôle important dans le transport des polluants, de la glace de mer et des icebergs, et aurait des effets importants sur toutes les activités de forage exploratoire dans le détroit de Lancaster ou le nord-ouest de la mer de Baffin.

L'essentiel de ce rapport constitue une description détaillée de la circulation superficielle de basse fréquence observée en 1978 et 1979. La stabilité et la persistance de la ciruculation jouent un rôle vital dans l'évaluation des risques environnementaux reliés au forage exploratoire dans la région. Etant donné la force des courants océaniques découverts dans cette région, une compréhension totale de la dynamique fondamentale des courants est nécessaire pour évaluer réellement les variations temporelles et spatiales significatives des caractéristiques intenses de circulation comme le courant intrusif. Les connaissances actuelles en océanographie physique ne sont pas à la hauteur. Il est toutefois possible de mettre en lumière certaines caractéristiques des courants, qui constituent des indications importantes de leur dynamique, et d'énumréer certains des processus qui pourraient en être responsables.

Muench (1971) a indiqué que la circulation cyclonique du nord-ouest de la mer de Baffin est régie par une combinaison constituée de l'effort du vent et des coins de salinité plus faible près de la surface, découverts près de la côte et produits par la fonte des glaces et le ruissellement terrestre. La salinité (et, par conséquent, la densité) plus faible des eaux sortant des détroits de Smith, de Jones et de Lancaster contribue au mécanisme moteur. Les salinités plus faibles près du rivage produisent le champ de presssion barocline requis pour le courant de Baffin.

L'écoulement net vers le sud à travers les détroits reliant la mer de Baffin à l'océan Arctique s'explique par des différences dans la répartition de la masse interne (Muench, 1971) basés sur des comparaisons de la répartition de la masse interne relativement au niveau de 250 dbar (approximativement 250 m), en supposant que la surface de 250 dbar est horizontale. Malheureusement, cette hypothèse ne peut être vérifiée sans un relevé de niveau dans les îles arctiques. Muench (1971) a indiqué que les variations dans l'efflux peuvent provenir des gradients de pression atmosphérique dans le sens de l'écoulement, citant des comparaisons des déplacements de l'île de glace WH-5 dans le détroit de Nares avec les différences de pression entre Alert, (T.N.-O.) et Thulé, (Groenland).

Les résultats de la présente étude permettent l'examen de l'importance relative des deux mécanismes moteurs indiqués, soit l'effort du vent et les coins de basse salinité. Etant donné que l'analyse des données météorologiques recueillies au cours des travaux sur le terrain effectués en 1978 et 1979 n'est pas encore disponible, il n'y a eu jusqu'à présent aucun examen des corrélations entre l'effort du vent au-dessus de la mer de Baffin et la circulation observée. Cependant, il serait bon de se pencher sur les données courantométriques recueillies au cours de l'hiver de 1978-1979. Contrairement aux résultats obtenus dans le détroit de Crosier (Greisman & Lake, 1978), les vitesses hivernales du courant de Baffin sont inférieures à celle observées en été. La diminution est la plus marquée à 35 m de profondeur et considérablement réduite à 250 m. En résumé, l'écoulement devient beaucoup plus quasi-barotrope en hiver, signe que la composante barocline est surtout un phénomène estival. La réduction de la composante barocline de l'écoulement coïncide avec la disparition de la stratification de la colonne d'eau, due au brassage par convection sous la glace qui se forme. Etant donné que l'effort rotatif du vent au-dessus de la mer de Baffin est quatre fois celui en été (Muench, 1971), l'affaiblissement hivernal de la partie barocline du courant de Baffin révèle que l'effort du vent comme mécanisme moteur de la circulation est relativement négligeable, ou bien que le transfert de l'effort à travers la banquise dérivante est très faible.

Le fait que la réduction de l'écoulement barocline coïncide avec l'érosion de la stratification observée dans la partie supérieure de la colonne d'eau indique que les coins littoraux de faible salinité pourraient être un facteur important dans le mécanisme régissant le système du courant de Baffin. Cependant, le volume et l'étendue horizontale de ces structures de salinité faible sont inconnus. Il est impossible d'évaluer complètement l'importance du mécanisme moteur en l'absence de ces données.

Etant donné l'efflux net d'eaux de l'océan Arctique vers la mer de Baffin, il peut sembler surprenant que le courant de Baffin tourne vers l'ouest au cap Shérard et pénètre dans le détoit de Lancaster, apparemment à contre-courant de l'efflux dominant. LeBlond (1980) a montré qu'un grand nombre de passages de l'Archipel (y compris le détroit de Lancaster) sont assez larges pour contenir des écoulements contraires mais géostrophiquement équilibrés le long des rives opposées. Il a également montré qu'un courant géostophique qui longe une côte à sa droite est capable de suivre la côte autour des coins, à condition que le rayon de la courbure du littoral soit suffisamment large pour que la valeur de Rossby (Ro = u/fr, où u est la vitesse du courant et f le paramètre de Coriolis) soit beaucoup plus petite que 1. La valeur de Rossby pour le courant de Baffin, où il contourne le cap Shérard, varie entre 0,1 et 0,2, ce qui indique que le courant est capable de bifurquer à cet endroit, étant donné que les accélérations inertielles sont relativement faibles.

Muench (1971) attribue le changement de direction du courant de Baffin au cap Shérard à la conservation du tourbillon potentiel et à l'enfoncement soudain des eaux au sud du cap Shérard. Le signe de la courbure dépend cependant de l'importance du cisaillement horizontal dans le courant, qui est difficile à déterminer en raison de l'étroitesse du courant. Il se peut que l'effet topographique par la conservation du tourbillon potentiel favorise le changement de direction du courant au cap Shérard.

Le fait que le détroit de Lancaster soit suffisamment large pour contenir deux écoulement opposés mais géostrophiquement équilibrés et que le courant de Baffin puisse bifurquer au cap Shérard n'explique pas la seconde caractéristique la plus remarquable de la circulation dans le détroit de Lancaster: le virage relativement abrupt vers le sud qu'exécute le courant au large du cap Warrender (à environ 60 km à l'intérieur du détroit) et l'écoulement subséquent en travers du passage. Cet écoulement est comparable en largeur et en vitesse aux courants côtiers eux-mêmes. Il ne s'agit pas d'une large dérive en travers du détroit mais d'un courant bien défini. Bien que très localisé, il est soumis à des perturbations importantes et, en particulier, présente au moins deux configurations d'écoulement distinctes.

Une zone de forts gradients de densité horizontale apparaît en travers du courant intrusif. Ce phénomène est visible dans l'écoulement traversier sous la forme d'un front séparant les eaux superficielles douces relativement froides du détroit de Lancaster des eaux superficielles plus salées et plus chaudes de l'extrémité est du détroit. Une structure semblable a été observée dans la golfe du Saint-Laurent (Tang, 1980), où les eaux douces qui sortent du fleuve rencontrent les eaux plus salées du golfe. Tang explique la formation du courant traversier intense...(comme) "le produit de l'afflux flottaison provenant de l'estuaire". Le courant traversier tourne vers l'est, formant un écoulement côtier fort (courant de Gaspé) qui longe la côte sud du golfe.

Il existe des différences entre la circulation dans le golfe du Saint-Laurent selon la description qu'en fait Tang et la circulation dans le détroit de Lancaster. A l'intérieur de ce dernier, l'écoulement à l'ouest du front ne semble pas toujours s'orienter vers l'est. Il existe un courant vers l'est, mais il n'est pas uniforme dans tout le passage, et les données limitées disponibles semblent indiquer une irrégularité considérable. Néanmoins, on pourrait supposer que la rencontre du courant de Baffin pénétrant dans le détroit avec les eaux superficielles plus douces et plus froides de la partie ouest du détroit de Lancaster est au moins partiellement responsable de la production du courant traversier. Le front et l'écoulement barocline connexe nécessaire à l'équilibre du gradient de pression pourraient être les produits d'un équilibre entr le courant intrusif et l'efflux apparent du détroit de Lancaster. D'autres études sur ce mécanisme moteur nécessitent une évaluation améliorée du courant dans l'ouest du détroit de Lancaster.

Le courant intrusif et les écoulements immédiatement en aval varient significativement de diverses manières. Le courant traversier semble posséder deux configurations et pénètre parfois jusqu'à la péninsule de Borden, où un grand tourbillon anticyclonique passager est produit. Des variations de vitesse sont observées à des emplacements fixes dans le courant intrusif sur des périodes s'étendant de plusieurs jours à plusieurs dizaines de jours. Les remous cycloniques dont la taille est de l'ordre de 20 à 25 km, et la période de 30 à 60 heures, ont été observés le long de la côte est de l'île Bylot.

L'instabilité barocline a été proposée comme le mécanisme qui est peut-être responsable des variations dans les courants arctiques forts. Un modèle à deux strates (Mysak & Schott, 1977) a été adapté aux paramètres observés du courant de Baffin dans l'est du détroit de Lancaster afin de vérifier si le courant pouvait être l'objet d'une instabilité barocline. Aucun résultat instable n'a été découvert pour le courant de Baffin au large de l'île Philpots. Au cap Shérard, la solution la plus instable présentait une période de 3,2 jours et une longueur d'onde de 100 km. Au cap Hay, les solutions les plus instables quant aux gammes observées de

stratification et aux paramètres de cisaillement présentaient des longueurs d'onde de 30 à 60 km et des périodes de 1,5 à 2,0 jours. D'après ces essais très limités, il semble que l'instabilité barocline est importante seulement dans la partie du courant de Baffin qui longe la côte nord de l'île Bylot. Les variations qui pourraient être produites par ce mécanisme sont apparemment limitées à des échelles spatiales inférieures à 50 km ou temporelles de moins de 2 jours. En conséquence, bien qu'il semble possible que l'instabilité barocline puisse produire des perturbations comme les remous anticycloniques observés le long de la côte de l'île Bylot, il est peu probable qu'elle engendre les variations de période plus longue relevées par les courantomètres au cap Hay et non près de l'île Philpots ou du cap Shérard où, selon le modèle, la probabilité des perturbations instables est faible.

Les suppositions citées plus haut indiquent comment une analyse plus poussée de la série de données pourrait être utilisée pour évaluer les hypothèses sur la dynamique du nord de la mer de Baffin. La série cohérente des données recueillies par les dériveurs, ainsi que les mesures courantométriques et celles de la masse d'eau, obtenues au cours des travaux effectués en 1978-1979, en plus de décrire la circulation superficielle globale dont la connaissance des caractéristiques est nécessaire pour évaluer les risques environnementaux associés au forage d'exploratoire, constituent une ressource d'une grande valeur pour les recherches ultérieures sur la dynamique d'un système de courant aussi complexe. Une analyse plus poussée des données dans cette optique devrait être productive. De plus, une série de données cohérentes comme celle-ci offre une excellente base pour planifier des études ultérieures sur le terrain qui pourraient être souhaitables pour confirmer ou infirmer des hypothèses concernant les processus physiques qui sous-tendent les phénomènes observés.

7. Bibliographie

Avis, R.A. et L.K. Coachman, 1968: Current Measurements in Smith Sound - Northern Baffin Bay. North Water Project Scientific Report No. 2. Arctic Institute of North America, Washington, (D.C).

Bailey, W.B., 1957: Oceanographic Features of the Canadian Archipelago. J. Fish, Res. Board, Canada, 14, 731-769.

Barber, F.G., 1978: A note on the oceanography of Eclipse Sound. Manuscrit inédit, Direction générale des sciences de la mer, Ottawa.

Barber, F.G., 1979: Lancaster Sound - some 1960 Data. Manuscrit inédit. Direction générale des sciences de la mer, Ottawa. 177 p.

Barber, F.G. et A. Huyer, 1971: On the water of the Canadian Arctic Archipelago - an atlas presentation of 1961 and 1962 data. Manuscrit inédit, Ministère canadien de l'Energie, des Mines et des Ressources, Direction des sciences de la mer, Ottawa. 5 p.

Barber, F.G. et A. Huyer, 1977: On the oceanography of Jones Sound, N.W.T. Séries de rapports manuscrits n° 40 de la Direction des sciences de la mer, Ottawa, 48 p.

Barnes, C.A. 1971: Oceanographic investigations in Baffin Bay in 1940. United States Coast Guard Bulletin, 30, 27-56.

Bessis, J.L., 1979: Operational data collection and platform location by satellite. Conférence sur la collecte des données et la localisation par satellite, Service ARGOS, Toulouse, France.

Birch, J.R., 1980a: Data Report 5 - 1979 Nearshore Studies of the Physical Oceanography of Cape Warrender, Cape Fanshawe and Cape Hay. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.)

Birch, J.R., 1980b: Data Report 6 - Analysis of Water Level Record for Johnson Bay, N.W.T. Aug. 22, 1978 - May 12, 1979. Manuscrit inédit,. Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Coachman, L.K. and K. Aagaard, 1974: Physical oceanography of Arctic and Sub-Arctic Seas Marine Geology and Oceanography of the Arctic Seas. Springer-Verlag, New York, N.Y.

Coates, J.L., 1975: The NIMBUS F Random Access Measurement System (RAMS). IEEE Trans. on Geoscience Electronics, GE-13, J, p. 18.

Collin, A.E., 1958: An oceanographic study of Prince Regent Inlet, the Gulf of Boothia and adjacent waters. Série de rapport manuscrits (océanographie et limnologie) n° 13, Office des recherches sur les pêcheries du Canada, p. 66.

Collin, A.E., 1962: On the oceanography of Lancaster Sound. Thèse de doctorat inédite, Université McGill, Montréal.

Collin, A.E., et M.J. Dunbar, 1964: Physical Oceanography in Arctic Canada. Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev. 2, 45-75.

Day, C.G., 1968: Current measurements in Smith Sound, Summer of 1963. U.S.C.G., Oceanographic Report 16. 75-84.

Dunbar, M.J., 1951: Eastern Arctic Waters, Office des recherches sur les pêcheries du Canada, Bulletin n° 88, Ottawa, 131 p.

Dunbar, M.J., M. Dunbar et D.C. Nutt, 1967: The Baffin Bay - North Water project, Report No. 1. Research Paper No. 45. Arctic Institute of North America, Montréal. 71 p.

Fissel, D.B., 1980a: Data Report No. 2: Subsurface Current Measurements in Western Baffin Bay and Lancaster Sound, 1978-1979. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Fissel, D.B. and J.R. Birch, 1980: Data Report No. 4: Current Profile Measurements in western Baffin Bay and Lancaster Sound, Summers 1974 et 1979. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Fissel, D.B. and J.R. Marko, 1978: A Surface Current Study of Eastern Parry Channel, N.W.T., Summer 1977. Arctic Sciences Ltd. Contractor Report Series 78-4, Institute of Ocean Sciences, Sidney (C.-B.). 66 p.

Fissel, D.B. et G.R. Wilton, 1978: Surface Current Measure ments in Eastern Lancaster Sound, N.W.T. - Summer 1977. Arctic Sciences Ltd. Contractor Report Series 78-3, Institute of Ocean Sciences, Sidney (C.-B.). 72 p.

Fissel, D.B. et G.R. Wilton, 1980: Data Report No. 1: Subsurface Current Measurements in western Baffin Bay and Lancaster Sound, 1978-1979. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Foreman, M.G.G., 1977: Manual for Tidal Heights Analysis and Prediction. Manuscrit inédit, Pacific Marine Science Report 77-10, Institute of Ocean Sciences, Sidney (C.-B.). 97 p.

Foreman, M.G.G., 1978: Manual for Tidal Currents Analysis and Prediction. Manuscrit inédit, Pacific Marine Science Report 78-6, Institute of Ocean Sciences, Sidney (C.-B.). 70 p.

Fournier, R.O., J. Marra, R. Bohrer et M. Van Det, 1977: Plankton Dynamics and Nutrient Enrichment. J. Fish Res. Board Canada, 34, 1004-1018.

Franceschetti, A.P., D.A. McGill, N. Corwin et E. Uchupi, 1964: Oceanographic observations in Kennedy Channel, Kane Basin, Smith Sound and Baffin Bay. United States Coast Guard Oceanographic Report No. 5. Washington (D.C.). 98 p.

Greisman, P. et R.A. Lake, 1978: Current Observations in the Channels of the Canadian Arctic Archipelago adjacent to Bathurst Island. Manuscrit inédit, Pacific Marine Science Report 78-23, Institute of Ocean Sciences, Sidney (C.-B.). 127 p.

Godin, G., 1966: The Tides in the Labrador Sea, Davis Strait, and Baffin Bay. Série de rapports manuscrits n° 2, Direction des sciences de la mer, Ottawa.

Godin, G., 1977: The Analysis of Tides. University of Toronto Press, 264 p.

Hendershott, M.C., 1964: Inertial oscillations of tidal period. Thèse de doctorat. Harvard University. 135 p.

Herlinveaux, R.H., 1970: Icepack 8/68 - Oceanographic and biological observations. Rapport technique n° 159 de l'Office des recherches sur les pêcheries du Canada. Ottawa. 60 p.

Herlinveaux, R.H., 1974: Surface movements in Canadian Arctic Waters with some accompanying température and salinity observations. Manuscrit inédit, Pacific Marine Science Report. Institute of Ocean Sciences, Sidney (C.-B.). 36 p.

Horne, E.P.W., 1978: Interleaving at the subsurface front in the Slope Water off Nova Scotia. J. Geophys. Res., 83, 3659-3671.

Hunkins, K., 1967: Inertial Oscillations of Fletcher's Ice Island (T-3). J. Geophys. Res., 72, 1165-1174.

Kiilerich, A.B., 1939: A theoretical treatment of hydrographical observational material, Godthaab expedition. Meddelelser on Groenland 78, 1-148.

Le Blond, P.H., 1980: On the surface circulation in some channels of the Canadian Archipelago. Arctic 33, 189-197.

Lemon, D.D., 1980: Data Report No. 3: CTD Data from Western Baffin Bay and Lancaster Sound, 1978 and 1979. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Marko, J.R., 1978: A Satellite-based study of Sea Ice Dynamics in the Central Canadian Arctic Archipelago, Contractor Report Series 77-4. Institute of Sciences, Sidney (C.-B.).

Marko, J.R., 1980: The Ice Environment of Eastern Lancaster Sound - Northwest Baffin Bay. Réalisé par Arctic Sciences Ltd. pour Pétro-Canada (en préparation).

Maxwell, J.B., P.J. Duck, R.B. Thomson and G.G. Vickers, 1980: The Climate of Northwestern Baffin Bay. Manuscrit inédit, Canadian Climate Centre Report No. 80-2, Service de l'environnement atmosphérique, Downsview, Ontario. 105 p.

Mecking, L. (1906), Die Eistrift aus dem Bereich der Baffin Bai beherrscht von Strom und Wetter. Veroffentlichungen des inst. fur Meereskunde und des Geogr. Inst. Univ. Berlin 7, 1-135.

Monin, A.S., V.M. Kamenkovich et V.G. Kort, 1977: Variability of the Ocean. J.J. Lumley, directeur de publication de la traduction anglaise. Wiley-Interscience, New York. 241 p.

Moynihan, M.J. et R.D. Muench, 1971: Oceanographic observations in Kane Basis and Baffin Bay, May and August - October, 1969. United States Coast Guard Oceanographic Report No. 44. CG 373-44. Washington (D.C.). 143 p.

Muench, R.D., 1971a: The Physical Oceanography of the Northern Baffin Bay Region. Baffin Bay-North Water Project Scientific Report No. 1. Arctic Institute of North America, Washington (D.C.). 150 p.

Muench, R.D., 1971b: Oceanographic conditions in Smith Sound and northern Baffin Bay, September 1968. United States Coast Guard Oceanographic Report No. 37. Washington (D.C.). p. 1-20.

Muench, R.D., 1972: Oceanographic conditions in the Northern Baffing Bay Region, 24 July - 6 August, 1970. United States Coast Guard Oceanographic Report No. 54, CG 373-54. Washington (D.C).

Munk, W. et N. Phillips, 1968: Coherence and band structure of inertial motion in the sea. Rev. Geophys, 6, 447-472.

Mysak, L.A. et F. Schott, 1977: Evidence for a baroclinic instability of the Norwegian Current. J. Geophys. Res., 82, 2087-2095.

NORDCO Ltd., 1979: A Study of Iceberg Drift in Lancaster Sound, July - October, 1978. Présenté à Pétro-Canada. NORDCO Ltd., Saint-Jean (Terre-Neuve).

Palfrey, K.M. et C.G. Day, 1968: Oceanography of Baffin Bay and Nares Strait in the summer of 1966 and current measurements in Smith Sound, summer 1963. United States Coast Guard Oceanographic Report No. 16 (CG 373-16). Washington (D.C.). 204 p.

Pollard, R.J., 1980: Properties of near-surface inertial oscillations. J. Phys. Oceangr., 10, 385-398.

Pollard, R.J. P.B. Rhines et R.O.R.Y. Thompson, 1973: The deepening of the wind-mixed layer. Geophys. Fluid Dyn., 3, 381-404.

Ramster, J.W., D.B. Hughes and G.K. Jurnes, 1978: A steadiness factor for estimating the variability of residual drift in current meter records. Dt. Hydrogr. Z., 31, 230-236.

Riis-Carstensen, E., 1936: The Godthaab Expedition 1928: the hydrographic work and material. Meddelwev om Gronland, 78. 101 p.

Saelen, O.H., 1963: Studies in the Norwegian Atlantic current. Geofys. Publikasjoner Norske Videnskops - Akad. Oslo., 23, 1-82.

Sekarak, A.D., R.A. Buchanan, M.G. Foy, H. Bain, G.L. Walder and H.E. Stallard, 1979: L.G.L. Limited submitted to Petro- Canada. Toronto, Ontario. 412 p.

Singleton, R.C., 1969: An algorithm for computing the mixed radix fast Fourier transforms. IEEE Transactions on Audio and Electro-acoustics, 17, 93-103.

Smith, E.H., 1931: Arctic ice, with special reference to its distribution to the North Atlantic Ocean; the Marion expedition to Davis Strait and Baffin Bay, 1928. United States Coast Guard Bulletin 19 (3). p. 1-221.

Smith, E.H., F.M. Soule et O. Mosby, 1937: The Marion Expeditions to Davis Strait and Baffin Bay: Part II, Physical Oceanography. United States Coast Guard Bulletin, 19.

Tang, C.L., 1980: Mixing and Circulation in the Northwestern Gulf of St. Lawrence: A Study of a buoyancy-driven current system. J. Geophys. Res., 85, 2782-2796.

Walker, E.R., 1977: Aspects of Oceanography in the Archipelago. Unpublished manuscript. I.O.S. Note - 3. Institute of Ocean Sciences, Sidney (C.-B.). 186 p.

Webster, F., 1968: Observations of inertial period motions in the deep sea. Rev. Geophys. 6, 473-490.

Wunsch, C., 1975: Internal tides in the ocean. Rev. Geopys. and Space Phys., 13, 167-182.

ANNEXE

Liste de rapports de données préparés dans le cadre de la présente étude, qui 1) décrivent les méthodes et les instruments utilisés pour la collecte des données et 2) résument les données sous la forme de courbes et tableaux:

Fissel, D.B. and G.R. Wilton: Data Report No. 1: Subsurface Current Measurements in Western Baffin Bay and Lancaster Sound, 1978-1979. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Fissel, D.B., 1980: Data Report No. 2: Satellite-Tracked Drifting Buoy Movements in Baffin Bay and Lancaster Sound, Summer 1978 and 1979. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Lemon, D.D., 1980: Data Report No. 3: CTD Data from Western Baffin Bay and Lancaster Sound, 1978 and 1979. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Fissel, D.B. and J.R. Birch, 1980: Data Report No. 4: Current Profile Measurements in western Baffin Bay and Lancaster Sound, Summers 1978 and 1979. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Birch, J.R. 1980a: Data Report 5 - 1979 Nearshore Studies of the Physical Oceanography of Cape Warrender, Cape Fanshawe and Cape Hay. Manuscrit inédit, Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).

Birch, J.R. 1980b: Data Report 6 - Analysis of Water Level Record for Johnson Bay, N.W.T. Aug. 22, 1978 - May 12, 1979. Manuscrit inédit,. Arctic Sciences Ltd., Sidney (C.-B.).